
M-P/42
RGM





LEHRBUCH

DER

PETROGRAPHIE

VON

Dr. FERDINAND ZIRKEL

ORD. PROFESSOR DER MINERALOGIE UND GEOGNOSIE AN DER UNIVERSITÄT LEIPZIG

ZWEITE, GÄNZLICH NEU VERFASSTE AUFLAGE

ERSTER BAND



LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1893.

VORWORT.

Das Vorwort zur ersten Auflage dieses Buches wurde im Februar 1866 in Lemberg verfasst. Kaum in einer anderen Naturwissenschaft haben seit dieser Zeit so tief eingreifende Veränderungen Platz gegriffen, als in derjenigen, die den Gegenstand desselben bildete. Denn erst in den letzten 25 Jahren sind jene feineren Methoden ersonnen, ausgebaut und fruchtbar gemacht worden, denen die Petrographie ihre heutige Gestaltung verdankt, vor allem die Benutzung des Mikroskops; und mit dem Maass der dadurch gewonnenen thatsächlichen neuen Erkenntniss wuchs auch das Bestreben, unter Verwerthung geologischer Beobachtungen die Einsicht in den causalen Zusammenhang petrographischer Erscheinungen, sowie in genetische Verhältnisse zu vertiefen. Im Vergleich mit den Decennien um die Mitte unseres Jahrhunderts ist nebenbei die Anzahl der Forscher auf diesem Gebiet ganz ausserordentlich gestiegen, zum Theil in Folge der Anregung und Unterstützung, welche die inzwischen neu errichteten Institute gewährten. Die petrographische Literatur, vordem ausser in Deutschland fast nur in England, Frankreich und Skandinavien gepflegt, hat einen sozusagen internationalen Charakter angenommen, die Menge der näher untersuchten Vorkommnisse ist ins nahezu Unmessbare vermehrt.

Angesichts des gewaltigen Unterschiedes zwischen dem, was ein Lehrbuch der Petrographie vor 25 Jahren, gerade vor dem Wendepunkt der modernen Entwickelung bringen konnte, und dem, was es heute bringen muss, wurde für die vorliegende Auflage selbstverständlich eine ganz neue Niederschrift des Textes erforderlich, indem von dem früheren höchstens hier und da ein Fragmentchen zu benutzen gewesen wäre. Manche Amtsgeschäfte verschiedener Art, die Bearbeitung weiterer Ausgaben der Elemente der Mineralogie von Carl Friedrich Naumann, die langwierige Krankheit und das schmerzliche Hinscheiden meiner heissgeliebten Mutter haben die endliche Fertigstellung dieser zweiten Auflage länger hinausgeschoben, als in der ursprünglichen Absicht lag. Dazu kam, dass mich der Wunsch leitete, mit dem Druck nicht eher zu beginnen, als bis das ganze Manuscript abgeschlossen sei, weil nur dadurch eine gleichmässige Behandlung aller Theile erzielt werden konnte. So wird der zweite Band von ähnlichem Umfang voraussichtlich Ende

des Sommers, der dritte und letzte mit ausführlichem Register am Ende des Jahres 1893 oder ganz im Anfang 1894 erscheinen.

Angaben über die specielle Einrichtung des Buches brauchen an dieser Stelle nicht gemacht zu werden. Es ist möglichste systematische Übersichtlichkeit und sachliche Vollständigkeit unter Anführung der Literatur erstrebt, auch der Kritik hin und wieder das Wort gelassen worden. Bei der Behandlung umstrittener Lehrmeinungen wird der Leser hoffentlich die angemessene Objectivität nicht vermissen. Wo im allgemeinen Theil bei Erwähnung eines besonderen Gesteinsvorkommnisses das zugehörige Citat nicht allemal beigefügt wurde, da ist dies aus den ausführlichen Literatur-Übersichten im besonderen Theil leicht zu ermitteln. Dass neben der mikroskopischen auch die makroskopische Petrographie in das gebührende Recht tritt, bedarf keiner Begründung; weiterhin findet sich auch Gewicht gelegt auf die historische Entwickelung unserer jetzigen Kenntnisse und Begriffe; eine Seite der Wissenschaft, welche gegenüber dem Wunsch, Neues zu finden oder auszusprechen, vielfach ganz in den Hintergrund gedrängt zu sein scheint. Auf diesem Gebiet zeigt es sich manchmal, dass Thatsachen und Anschauungen, die als Gewinnst jüngstverflossener Zeit gelten, längst der Vergangenheit angehörigen Forschern nicht unbekannt waren.

Nur ein Punkt muss hier noch berührt werden: der Mangel der Abbildungen. Bei der Frage, ob sie ganz fehlen, oder ob ihrer viele Hunderte beigegeben werden sollten — denn nur darum konnte es sich handeln — habe ich mich nach langer Überlegung zu dem Ersteren entschieden. Die Ausführung des anderen Planes würde den Preis des Werkes nicht unerheblich vertheuert haben; zugleich war aber namentlich noch die Erwägung maassgebend, dass derjenige, welcher sich dieses Buch als Leitfaden petrographischer Studien dienen lässt, unter seinen literarischen Hülfsmitteln gewiss auch mineralogische besitzt, die ihn mit den Krystallformen der Gesteinsgemengtheile vertraut machen, und dass er andererseits diese Studien nicht ohne Heranziehung typischer Präparate betreiben wird, in denen die hier gegebenen Beschreibungen erkannt und verglichen werden können.

Möge das Werk langer Jahre eine wohlwollende Beurtheilung finden und nicht vergeblich gewesen sein.

Leipzig, April 1893.

F. Zirkel.

INHALT.

Specielle Petrographie.

LITERATUR.

---

1. Einzelwerke allgemeinen Inhalts.

Leonhard, K. C. v., Charakteristik der Felsarten; 3 Bde. Heidelberg, 1823 u. 1824.

Brongniart, Alex., Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes. Paris 1827.

Carlet, J., Traité élémentaire des roches. Paris et Dijon 1851.

Erdmann, Axel, Vägledning till bergarternas kännedom. Stockholm 1855.

Coquand, Traité des roches, considérées au point de vue de leur origine, de leur composition, de leur gisement etc. Paris et Besançon 1857.

Senft, F., Classification und Beschreibung der Felsarten. Breslau 1857.

Cotta, B. v., Die Gesteinslehre. Freiberg 1855; 2. umgearbeitete Aufl. ebendas. 1862.

Serres, Marcel de, Traité des roches simples et composées, ou de la classification géognostique des roches d'après leur caractères minéral. et l'époque de leur apparition. Paris 1863.

Kenngott, A., Elemente der Petrographie zum Gebr. bei Vorlesungen u. zum Selbststudium. Leipzig 1866.

Zirkel, F., Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. Leipzig 1873.

Lasaulx, A. v., Elemente der Petrographie. Bonn 1875.

Lang, O., Grundriss der Gesteinskunde. Leipzig 1877.

Rutley, F., The study of rocks; an elementary textbook of petrology. London 1879.

Blaas, J., Katechismus der Petrographie. Leipzig 1882.

Lasaulx, A. v., Einführung in die Gesteinslehre. Breslau 1886.

Jannettaz, E., Les roches; description de leurs éléments, méthode de détermination. Paris 1875; 2. Aufl. ebendas. 1884.

Kalkowsky, E., Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886.

Rosenbusch, H., Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart. Bd. I. Mineralien. 2. Aufl. 1885. Bd. II. Massige Gesteine. 2. Aufl. 1887.

Teall, J. J. Harris, British Petrography: with special reference to the igneous rocks (with 47 Plates). London 1888.

Vélain, Ch., Conférences de pétrographie; I. fasc. (Cours de la faculté des sciences de Paris). Paris 1889.

Michel Lévy, A., Structure et classification des roches éruptives. Paris 1889.
Roth, J., Allgemeine und chemische Geologie; darin Bd. II und Bd. III. 1 Petrographie. Berlin 1889.
Hatch, Frederick H., An introduction to the study of petrology; the igneous rocks. London 1891.

Einzelwerke von speciellerem petrographischem Inhalt sind an den betreffenden Stellen im Text aufgeführt.

2. Zeitschriften.

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie u. Palaeontologie; vormals von K. C. v. Leonhard und H. G. Bronn, dann von G. Leonhard und H. B. Geinitz, dann von Benecke, Klein und Rosenbusch, jetzt von Bauer, Dames und Liebisch. Stuttgart, seit 1833.
Mineralogische und petrographische Mittheilungen; aufangs unter d. Titel Mineralogische Mittheilungen (1872—1878); herausgeg. von G. Tschermak, seit 1890 von F. Becke. Wien.
Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie, unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen des In- und Auslandes herausgeg. von P. Groth. Leipzig, seit 1877.
Annalon der Physik und Chemie, herausgegeb. seit 1824 von J. C. Poggendorff, später von G. Wiedemann, Leipzig.
Berg- und hüttenmännische Zeitung, mit besonderer Berücksichtigung d. Mineralogie u. Geognosie. (Freiberg u.) Leipzig seit 1842.
Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften. Hallo seit 1853.
Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau u. Hüttenkunde von C. J. B. Karsten (vom XI. Bde. an auch von H. v. Dechen). Berlin 1829—1855; geschlossen.
Annalen der Chemie und Pharmacie. Leipzig.
The geological Magazine, jetzt herausgegeb. von H. Woodward, J. Morris und R. Etheridge. London seit 1864.
The Edinburgh new philosophical journal. Edinburgh 1826—1854 (Bd. I. bis LVII); neue Reihe seit 1855.
The London, Edinburgh and Dublin philosophical Magazine and journal of science. London seit 1832.
The monthly microscopical journal. London.
Földtani Közlöny (geologische Mittheilungen). Budapest.
Annales des mines. Paris seit 1816, früher (seit 1795) Journal des mines.
Annales de chimie et de physique. Paris seit 1816.
Archives néerlandaises. Haarlem.
Giornale di mineralogia, cristallografia e petrografia, diretto dal F. Sansoni. Pavia seit 1890.
Rivista di mineralogia e cristallografia italiana. Padua.
Nyt magazin for naturvidenskaberne; grundlagt af den physiografiske Forening i Kristiania; udgivet ved D. C. Danielssen, H. Mohn, Th. Hjortdahl, W. C. Brögger. Kristiania.

The American journal of science (and arts), herausgeg. zuerst von B. SILLIMAN, jetzt von J. D. und E. S. DANA. Newhaven, Conn.; seit 1818.
The American geologist. Minneapolis, Minn.

Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin seit 1849.
Verhandlungen des naturhistorischen Vereins d. preuss. Rheinlande und Westphalens (und d. Regierungsbez. Osnabrück), nebst Correspondenzblatt; auch Sitzungsberichte der niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde in Bonn. Bonn seit 1844.
Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt und des mittelrheinischen geologischen Vereins. Darmstadt seit 1858.
Verhandlungen der physikalisch-medicinischen Gesellschaft zu Würzburg. Würzburg.
Berichte über die Verhandlungen der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau. Freiburg.
Berichte der oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Giessen.
Jahresbericht der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur. Breslau.
Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Neu-Vorpommern und Rügen. Greifswald.
Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien; von W. HAIDINGER. Wien 1847—1851; geschlossen.
The quarterly journal of the geological society of London. London seit 1845.
The mineralogical magazine and journal of the mineralogical society of Great Britain and Ireland. London seit 1876.
Journal of the royal geological society of Ireland. Dublin seit 1833.
Bulletin de la société géologique de France; nebst Mémoires. Paris seit 1830.
Bulletin de la société minéralogique de France, 1878—85; von 1886 an: Bulletin de la société française de minéralogie. Paris.
Annales de la société géologique du Nord de la France. Lille.
Bulletin de la société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Nantes seit 1891.
Bulletin du musée royal d'histoire naturelle de Belgique. Bruxelles.
Annales (und Bulletin) de la société géologique de Belgique. Liège.
Bulletin (und Mémoires) de la société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Bruxelles.
Bulletin de la société belge de microscopie. Bruxelles.
Bolletino della società geologica Italiana. Roma.
Atti della società Toscana di scienze naturali in Pisa. Pisa.
Atti della società Italiana di scienze naturali. Milano.
Anales de la sociedad Española de historia natur. Madrid.
Geologiska föreningens i Stockholm Förhandlingar. Stockholm seit 1872.
Verhandlungen der kais. russischen mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg. St. Petersburg.
Berg-Journal, herausgegeb. von dem Berg-Gelehrten-Comité. St. Petersburg.
Bulletin de la société impériale des naturalistes de Moscou. Moskau.
Protokolle der Kiewer Naturforscher-Gesellschaft. Kiew.

Protokolle der Warschauer Naturforscher-Gesellschaft. Warschau.
Bulletin of the geological society of America. Rochester.
Bulletin of the philosophical society of Washington. Washington.
Proceedings of the Boston society of natural history. Boston.
The Canadian record of science. Montreal.
The Canadian naturalist and geologist and Proceedings of the natural history society of Montreal. Montreal seit 1856.
Journal of the college of science, Imperial university, Japan. Tokyo.

Sitzungsberichte (früher Monatsberichte) der kgl. preuss. Akademie der Wissenschaften. Berlin, seit 1839.
Sitzungsberichte (auch Denkschriften) der mathem.-naturw. Classe der kaiserl. Akademie der Wissenschaften zu Wien. Wien, seit 1848.
Sitzungsberichte der kgl. bayerischen Akademie der Wissenschaften zu München. München.
Sitzungsberichte der kgl. sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften. Leipzig.
Nachrichten der kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Göttingen.
Sitzungsberichte der mathem.-naturw. Classe der kgl. böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften. Prag.
Proceedings of the royal society. London.
Transactions of the royal society of Edinburgh. Edinburgh.
Proceedings of the royal Irish academy. Dublin.
Scientific proceedings of the royal Dublin society. Dublin.
Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'académie des sciences. Paris, seit 1835.
Bulletin de l'académie royale de Belgique. Bruxelles.
Atti delle r. accademia delle scienze di Torino. Torino.
Atti (Transunti, Memorie, Rendiconti) della r. accademia dei Lincei. Roma.
Atti del r. Istituto Veneto di scienze, lettere ed arti. Venezia.
Rendiconto dell'accademia delle scienze fisiche e matematiche. Napoli.
Oefversigt af kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar. Stockholm.
Transactions of the New York academy of science. New York.
Proceedings of the academy of natural sciences of Philadelphia. Philadelphia.

Jahrbuch der kgl. preuss. geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin. Berlin.
Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin.
Erläuterungen zu den Blättern der geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin.
Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig.
Erläuterungen zur geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt.
Mittheilungen der grossherzogl. badischen geologischen Landesanstalt. Heidelberg.

Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen. Strassburg i. E.

Mittheilungen der geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen. Strassburg i. E.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien, seit 1850.

Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien, seit 1867.

Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, redigirt von Franz R. von Hauer. Wien.

Mittheilungen aus dem Jahrbuch der königl. ungarischen geologischen Anstalt. Budapest.

Jahresbericht der königl. ungarischen geologischen Anstalt. Budapest.

Bulletin des services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines. Paris.

Bolletino del reale comitato geologico d'Italia. Roma.

Bolet. de la comision del mapa geológico de España. Madrid.

Sveriges geologiska undersökning. Ser. C. Afhandlingar och uppsatser. Stockholm.

Berichte und Abhandlungen der geologischen Reichsanstalt. St. Petersburg.

United States geological survey. A. Monographs. B. Bulletin. Washington.

Annual report of the United states geological survey to the secretary of the Interior. Washington.

Records of the geological survey of India. Calcutta.

Records of the geological survey of New South Wales. Sydney.

Allgemeine Petrographie.

Vorbemerkung.

Die *Petrographie* oder *Gesteinslehre* bildet einen sehr wesentlichen Abschnitt der Geologie, indem sie uns das Material, welches die feste Erdkruste zusammensetzt, die Gesteine kennen lehrt.

Die äussere Erdkruste ist aus Mineralien gebildet, und die verschiedenen Mineralaggregate, welche, indem sie geologisch selbständige Massen darstellen, zu dem Aufbau derselben in wesentlicher und hervorragender Weise beitragen, pflegt man als *Gesteine*, *Felsarten*, *Gebirgsarten* (rocks, roches) zu bezeichnen, mögen dieselben nun im festen Zustande oder als lockere oder lose Anhäufungen die geologischen Raumkörper erfüllen. Neben den eigentlichen Mineralien sind es auch die im mineralisirten Zustande befindlichen Überreste früherer organischer Körper, welche den Bestand der Gesteine ausmachen, auf deren specifische Natur aber von Seiten der Petrographie kein eigentliches Gewicht gelegt wird. Jedes Gestein ist das Product eines besonderen geologischen Processes, welcher entweder seiner Art oder seinem Wesen nach, oder seinem Wirkungsraume nach oder seiner Wirkungszeit nach, oder durch mehrere dieser Momente zusammengenommen charakterisirt ist.

Als die *Aufgabe* der Petrographie erscheint es, das Material der Gesteine in mineralogischem, chemischem und physikalischem Bezuge kennen zu lernen, die Veränderungen, welche dasselbe im Laufe der Zeit erlitten hat und die dabei mitwirkenden Ursachen zu untersuchen, die Lagerungsformen und Verbandverhältnisse, unter welchen sich die Gesteine darbieten, die geologische Rolle, welche sie spielen, sowie die gegenseitigen Beziehungen der einzelnen Gesteine unter einander zu erforschen, endlich auf Grund aller dieser Resultate ihre specielle Bildungsweise zu ermitteln.

Da diese Wissenschaft demzufolge *nicht* eine blos die äusserlichen Eigenschaften *beschreibende* ist, sondern sich auch die höheren Ziele setzt, in das Wesen und die geologische Bedeutung der Gesteine einzudringen, ihre Entstehung und Entwickelungsgeschichte aufzuklären, sie wo möglich durch das künstliche Experiment nachzubilden, so hat man auch den Namen *Petrologie* vorgeschlagen, der richtig gebildet ist und den Begriff deckt. Minder zweckmässig

ist die Bezeichnung als *Lithologie*, weil diese den Glauben veranlassen könnte, als ob das Object in den Steinen, Mineralien bestehe, während es in den Felsen oder Gesteinen, den Zusammenhäufungen von Mineralien, beruht.

I. Krystallinische, amorphe und klastische Gesteine. — Einfache und gemengte Gesteine. — Wesentliche und accessorische, ursprüngliche und secundäre Gemengtheile.

Nennt man die mehr oder weniger deutlich unterscheidbaren discreten oder räumlich abgesonderten Theile, aus welchen die meisten Gesteine bestehen, mit C. F. Naumann *Gesteinselemente*, so springt selbst bei einer nur oberflächlichen Betrachtung derselben eine wesentliche und tiefeingreifende Verschiedenheit in die Augen. Die Gesteinselemente erscheinen in gewissen Felsarten sämmtlich als *krystallinische Individuen* oder als *Krystalle von Mineralien*; da sie in ihrer Gestaltungstendenz gegenseitig einander drückten und ihre normale Entwickelung hinderten, so sind es weniger regelmässig ausgebildete Krystalle, als vielmehr meist nur formell irreguläre, verkrüppelte Individuen, welche, ohne die der betreffenden Mineralart charakteristischen Umrisse zu zeigen, sich auf das manchfaltigste mit einander verwachsen und in einander verschränkt darbieten. Bei diesen so zusammengesetzten Gesteinen halten sich die einzelnen krystallinischen Individuen selbst unmittelbar und innig fest und werden nicht etwa durch ein fremdartiges Bindemittel erst zu einer Gesteinsmasse verkittet. Das Wesen dieser Gesteinsklasse stellt der Granit sehr vollkommen und deutlich dar; die Grösse seiner Gesteinselemente mag sehr verschieden, die Feldspath-, Quarz- und Glimmerindividuen, aus denen er besteht, mögen faustgross oder erbsengross sein, selbst eben noch mit der Loupe unterschieden werden können, immer gibt sich der Granit als ein vollständig und auch in den letzten Theilen ausschliesslich aus krystallinischen Individuen aufgebautes Gestein zu erkennen. Man nennt die so beschaffenen Felsarten *krystallinische*. Die sie zusammensetzenden Mineralien sind allemal an dem Orte, wo sie sich jetzt an dem Gestein betheiligen, auch entstanden, *authigenen* Ursprungs (von αὖθι, contrahirt aus αὐτόθι, daselbst). Die absolute Grösse der krystallinischen Elemente ist keinem bestimmten Maass unterworfen, sondern schwankt zwischen weiten Grenzen. Man unterscheidet je nach den Dimensionen derselben für das blosse Auge *makrokrystallinische* (grosskrystallinische), *mikrokrystallinische* (kleinkrystallinische) und *kryptokrystallinische* Gesteine; unter letzteren werden diejenigen verstanden, bei welchen die zusammensetzenden Individuen so klein ausgebildet sind, dass man sie makroskopisch nicht mehr einzeln zu unterscheiden vermag.

Ein anderer grosser Theil der Gesteine ist der Hauptsache nach aus *Bruchstücken* früher schon vorhanden gewesener Gesteine zusammengesetzt. Diese fragmentaren Gesteinselemente, der gröbere oder feinere Gebirgsschutt wird

meist durch ein Bindemittel oder Cäment zu einem compacten Gestein zusammengehalten, wie es bei einem Conglomerat oder einer Breccie mit ihren abgerundeten oder eckigen Bruchstücken der Fall ist. Diese Klasse besteht also aus wahren Trümmergesteinen, welche man auch mit dem passenden Namen klastische Gesteine (von κλαστός, gebrochen, zerstückelt) bezeichnet. Man kann sie auch regenerirte Gesteine nennen, womit man das eigentliche Wesen ihres Bildungsactes ausdrückt. Die scharfkantigen oder abgerollten Gesteinsbruchstücke der Trümmergesteine schwanken in ihren Dimensionen ebenso sehr wie die krystallinischen Individuen der ersten Gesteinsgruppe. Man findet in ihnen Blöcke von dem Inhalt eines Cubikmeters, andererseits auch sind sie aus erbsengrossen Bruchstückchen, ja oft nur aus kleinen Staubtheilchen zusammengesetzt, welche dann nicht mehr Gesteins-, sondern nur noch Mineralfragmente darstellen. Sowohl die Gesteins- als die Mineralbruchstückchen in den klastischen Felsarten sind daher an der Stelle, wo sie sich jetzt befinden, nicht auch ursprünglich entstanden, stammen anderswoher, heissen allothigen (von ἄλλοθι, anderswo). Auch bei den klastischen Gesteinen lassen sich für das blosse Auge makroklastische, mikroklastische und kryptoklastische unterscheiden.

Das Bindemittel, welches den Gesteinsschutt zusammenhält, gleichsam verkittet, ist sowohl mit Rücksicht auf seine Beschaffenheit, als in Bezug auf seine Menge grossen Verschiedenheiten unterworfen; bald ist es selbst klastischer Art und aus feingeriebenen Trümmern gebildet, welche entweder von derselben oder von einer anderen Gesteinsart abstammen, zu der auch die grösseren Bruchstücke gehören; in anderen Fällen ist aber das Cäment selbst krystallinischer Natur und an Ort und Stelle gebildet (z. B. Basaltfragmente, die durch kohlensauren Kalk zusammengekittet sind). Was die Quantität des Bindematerials anbelangt, so ist es bisweilen so vorherrschend, dass die Gesteinsbruchstücke nur spärlich darin zerstreut erscheinen; solche Trümmergesteine, an denen sich ein deutlich krystallinisches Cäment stark betheiligt, oder in deren allothigener Masse authigene, an Ort und Stelle neugebildete Krystalle sich reichlich vorfinden, nannte C. F. Naumann semikrystallinische, krystallinoklastische oder klastokrystallinische, da sie das charakteristische beider Gesteinsabtheilungen vereinigen. Bisweilen aber tritt das Bindemittel auch so sehr zurück, dass man es kaum zu erkennen vermag, immer jedoch hat es eine vollständige Verkittung des Schuttes bewirkt, indem alle einspringenden Winkel der einzelnen Fragmente und die Fugen zwischen denselben mit seiner Masse ausgefüllt sind.

Eine ganz kleine Abtheilung von Gesteinen gibt es, welche sich mit Bezug auf diese geltend gemachten Unterschiede weder der einen noch der anderen Gesteinsklasse anschliesst; sie enthalten gar keine discreten oder räumlich abgesonderten Theile als ihre letzten Elemente, sondern bestehen aus einer amorphen Masse, die, wie aus einem Guss als solche ausgedehnt, keine eigene krystallinische Individualisirung und keine charakteristische Gestaltung zeigt. Je nachdem eine so beschaffene Masse langsam aus einem gallertartigen Zustande erhärtete oder ziemlich rasch aus geschmolzen-plastischem Zustande zu einem

Glas oder glasartigen Körper erstarrte, nannte Breithaupt sie eine porodine oder hyaline und so pflegt man demnach auch porodine und hyaline Gesteine zu unterscheiden. Ein Beispiel von den sehr seltenen porodinen Gesteinen bildet der Opalschiefer, zu den häufiger auftretenden hyalinen Gesteinen gehören u. a. der Obsidian, Perlstein, Pechstein. Diese Gesteinsgruppe hat aber überhaupt keine grosse räumliche Verbreitung in der Erdkruste, sondern ihr Vorkommen ist nur auf verhältnissmässig wenige Punkte beschränkt; die hyalinen Massen stellen sich dabei insofern als geologisch eng zu gewissen krystallinischen Gesteinen gehörig dar, als sie nur besondere locale Modificationen der letzteren und mit ihnen an einem und demselben geologischen Körper vereinigt sind.

Zwischen den hyalinen und den krystallinischen Gesteinen treten daher auch Mittelglieder auf, solche Gesteine nämlich, welche in einer glasigen oder glasartigen Masse mehr oder weniger zahlreiche Krystalle ausgeschieden enthalten (z. B. Obsidian mit vereinzelten inliegenden Feldspathkrystallen), oder bei denen zwischen den vorwiegenden krystallinischen Individuen mehr oder weniger amorphe Glasmasse eingeklemmt steckt (z. B. halbglasige Basalte); es wären dies also krystallinohyaline oder hyalinokrystallinische Gesteine.

Wenn die klastischen Felsarten sammt und sonders regenerirte Gesteine sind, so kann man ihnen die krystallinischen nebst den glasig-amorphen nicht füglich als ursprüngliche Gesteine gegenüberstellen, weil sich wenigstens für sehr viele der krystallinischen nachweisen lässt, dass sie ihre jetzige Beschaffenheit erst auf Grund eines an Ort und Stelle erfolgten Umwandlungsprocesses, dem ein früher dort bestehendes Gestein unterlag, erlangt haben. So ist z. B. der Serpentin zwar ein krystallinisches, aber kein ursprüngliches Gestein, indem er hier aus ehemaligem Olivinfels, dort aus einem Amphibolit erst im Laufe der Zeit entstanden ist. Der einzige, freilich nur auf einer Negation beruhende Gegensatz, der sich zwischen den krystallinischen und genetisch zugehörigen amorphen Gesteinen einerseits, den klastischen andererseits geltend machen lässt, ist der, dass die ersteren beiden eben nicht-klastisch sind.

Die krystallinischen Gesteine, Aggregate von Mineralien, kann man in zwei Klassen sondern, in einfache und gemengte Gesteine. Einfache Gesteine sind solche, deren ganze Masse wesentlich nur aus Individuen einer und derselben Mineralart besteht; so nennt man z. B. Kalkstein, Quarzit einfache Gesteine, weil sie nur oder fast nur aus Körnern von Kalkspath oder andererseits von Quarz zusammengesetzt sind. Der Charakter der Einfachheit wird dadurch kaum verwischt, dass sporadisch, sei es makroskopisch oder mikroskopisch auch spärliche Individuen eines anderen Minerals mit untermengt sind, z. B. ganz vereinzelte Glimmerblättchen im Quarzit. Gemengte Gesteine aber heissen diejenigen, an deren Zusammensetzung mehrere Mineralarten wesentlichen Antheil haben; so ist z. B. der Granit ein gemengtes Gestein, weil er ein Aggregat von Quarz, Feldspath und Glimmer ist, der

Syenit, weil er wesentlich aus Feldspath und Hornblende gebildet wird. Die nur aus glasiger Substanz bestehenden Gesteine, wie Obsidian, würden nach diesen Gesichtspunkten zu den einfachen gehören. Die einfachen Gesteine nannte man auch gleichartige (roches simples oder homogènes), die gemengten ungleichartige (roches composées oder hétérogènes). Je nachdem die letzteren wesentlich aus zwei, drei u. s. w. Mineralarten bestehen, wurden binäre, ternäre u. s. w. Gesteine unterschieden.

Die einzelnen Mineralarten, welche die Gesteine bilden, heissen die *Gemengtheile*. Was die Rolle, welche sie in den Gesteinen spielen, anbetrifft, so können sie von folgenden verschiedenen Gesichtspunkten aus betrachtet werden:

1. Diejenigen Mineralien, welche den Begriff eines bestimmten Gesteins feststellen, indem sie zu seiner Constituirung erforderlich sind, werden die *wesentlichen* Gemengtheile genannt; solche sind z. B. für den Granit der Quarz, Feldspath und Glimmer, welche zugegen sein müssen, damit der Name Granit gerechtfertigt ist; fehlte in dem Gemenge der Feldspath, so läge eben kein Granit vor. Ausser den Mineralien dieser Kategorie kommen aber sowohl in den einfachen als in den gemengten Gesteinen häufig in geringerer Quantität noch andere vor, die nicht zu denjenigen gehören, durch welche das Wesen des Gesteins bedingt wird, deren Gegenwart an dem allgemeinen Gesteinscharakter nichts ändert und welche in dieser Hinsicht ebenso gut fehlen könnten; man führt dieselben als *accessorische*, *zufällige* oder *unwesentliche* Gemengtheile auf. So findet sich häufig in dem Granit accessorisch Turmalin, in dem Syenit Titanit, in dem Kalkstein Serpentin u. s. w., und die mikroskopische Untersuchung vermehrt in der Regel die Anzahl dieser unwesentlichen Gemengtheile noch beträchtlich. Gewisse accessorische Gemengtheile, wie z. B. Magneteisen und Apatit sind in grossen Abtheilungen der Gesteinswelt fast allgegenwärtig. Andererseits sind es aber nach unseren bisherigen Erfahrungen nicht beliebige andere Mineralien, welche in einem gegebenen Gestein accessorisch auftreten, sondern der Kreis der hier vorhandenen Möglichkeiten ist oft nicht sonderlich weit begrenzt. Für irgend ein Gestein scheint es nach Maassgabe seiner eigenen chemischen Zusammensetzung und der bei seiner Bildung obwaltenden Verhältnisse eine besondere Schaar von Mineralien zu geben, aus welcher die neben den wesentlichen vorhandenen accessorischen Gemengtheile entnommen zu werden pflegen. Ja es gibt Mineralien, welche in geradezu charakteristischer Weise in diesem oder jenem Gestein accessorisch zugegen sind oder Gesteine, in welchen dieser oder jener accessorische Gemengtheil selten vermisst wird. Eine solche Rolle spielt z. B. der Perowskit in den melilithreichen Gesteinen. Manche Gesteine erweisen sich verhältnissmässig sehr reich an accessorischen Gemengtheilen, wie z. B. gewisse Granite, die Elaeolithsyenite, Gneisse, während andere, z. B. Quarzporphyre, Pyroxenandesite relativ arm daran befunden werden. — Da den accessorischen Mineralien das übrige Gesteinsgemenge gewissermassen wie eine fremde Masse gegenübersteht, so haben sie in

der Regel mehr und besser als die Individuen des letzteren, ihre eigene Krystallform zu entwickeln vermocht, und wo diese einer verschiedenen Gestaltung fähig ist, da zeigt sich mitunter eine gewisse Abhängigkeit von dem begleitenden wesentlichen Mineralbestand oder von der Structur des betreffenden Gesteins, wie denn z. B. die accessorischen Granaten in den schieferig struirten Gesteinen (Chloritschiefern, Talkschiefern) in der Regel im Rhombendodekaëder, in den richtungslos struirten (Granit) gewöhnlich im Ikositetraëder krystallisirt auftreten. — Es ist natürlich, dass diejenigen Mineralien, welche für gewisse Gesteine wesentliche Gemengtheile ausmachen, in anderen accessorisch erscheinen können und umgekehrt. Häufig wird durch das vermehrte Auftreten eines anfangs rein als accessorisch vorhandenen Minerals der Übergang einer Felsart in eine andere vermittelt, zu deren wesentlichen Gemengtheilen dasselbe gehört: manche aus Quarz und Glimmer zusammengesetzte Glimmerschiefer enthalten Feldspath als accessorischen Gemengtheil; werden die Individuen des letzteren immer zahlreicher, so verdient schliesslich das Gestein den Namen Gneiss.

Auch den Trümmergesteinen sind accessorische Gemengtheile nicht fremd, wenn sie auch hier weder die Bedeutung noch die Verbreitung besitzen, wie in den krystallinischen Massen. Am reichsten daran sind die losen Trümmergesteine des Diluviums und des Alluviums, die sog. Seifengebirge, welche Gold, Platin, Zinnerz, Diamant, Korund, Topas und andere Mineralien in solcher Menge enthalten, dass sie dafür die Hauptfundstätte bilden.

In manchen Gesteinen erscheinen ausser den wesentlichen und accessorischen Gemengtheilen noch Mineral aggregate, welche in ihrer Beschaffenheit von der eigentlichen Gesteinsmasse abweichen und gleichfalls nicht zur wesentlichen Zusammensetzung derselben gehören; man pflegt sie am besten mit Naumann unter dem Namen der accessorischen Bestandmassen zu begreifen; dazu gehören die Concretionen, die Secretionen, Mandeln, Trümer, Nester, Adern, die eingeschlossenen Fragmente, welche von anderen Gesteinen herrühren, in gewissem Sinne auch die in manchen Gesteinen eingeschlossenen Überreste organischer Körper. Diese accessorischen Bestandmassen verdienen eine spätere eingehendere Besprechung.

2. Weiterhin werden die an einem Gestein betheiligten Mineralien genetisch als primäre und secundäre Gemengtheile unterschieden. Die ersteren sind diejenigen, welche bei der anfänglichen Festwerdung desselben (als wesentliche oder als accessorische) zur Ausbildung gelangt sind, die letzteren solche, welche innerhalb des gegebenen Gesteins im Laufe der Zeit erst nachträglich entstanden, sei es dass primäre Gemengtheile einer allmählichen Umwandlung in andere Substanzen anheimfielen, oder dass in leere Hohlräumchen durch Vermittelung des durchtränkenden Wassers neues Mineralmaterial bis zur theilweisen oder gänzlichen Erfüllung derselben einwanderte. So sind die in den Diabasen vorhandenen Kalkspathe und Chlorite keine primären sondern secundäre Gemengtheile, indem sie durch eine Umwandlung des primären Augits geliefert wurden; eine ähnliche Rolle spielt der Epidot in dem Hornblendegranit, der darin erst

nachträglich durch eine Alteration der Hornblende entstanden ist. Manchmal ist die Production der secundären Mineralien ganz scharf in dem Rahmen der primären vor sich gegangen, so dass vollständige Pseudomorphosen der ersteren nach den letzteren vorliegen; manchmal sind die secundären Substanzen aber auch allenthalben regellos im Gestein umher verstreut, ja sogar nicht selten bald in diesem bald in jenem Gemengtheil, mit welchem sie genetisch in gar keiner Beziehung stehen, durch Einwanderung zum Absatz gelangt, oder es haben die betreffenden, bei der Zersetzung eines Gemengtheils gelieferten Substanzen auf angrenzende Mineralien reagirt und mit denselben wieder andere neue secundäre Producte erzeugt. Bei gewissen Vorkommnissen fällt es übrigens schwer, zu entscheiden, ob ein Gemengtheil primären oder secundären Charakter besitzt. In demselben Gestein kann ein und dasselbe Mineral theils primär, theils secundär sein; so kann z. B. in einem ursprünglich Quarz führenden Gestein eine Zersetzung anderweitiger Gemengtheile derart erfolgen, dass bei dieser Gelegenheit auch eine kleine Menge Quarzes secundär gebildet wird.

3. Die primären Gemengtheile eines Gesteins lassen noch eine weitere Unterscheidung zu, je nachdem bei der Verfestigung der eine früher, der andere später zur Consolidation gelangt ist, welche eben nicht für alle immer gleichzeitig erfolgte. Bei vielen Graniten zeigt es sich z. B. deutlich, dass der Quarz der zuletzt festgewordene Gemengtheil ist, indem er förmlich die Löcher ausfüllt, welche von dem Feldspath (und Glimmer) zwischen sich gelassen wurden. So kann man mehrfach bei den Gemengtheilen eine Aufeinanderfolge in der Entstehung beobachten. Ja es kann ein und derselbe Gemengtheil während zweier verschiedener — durch die Verfestigung anderer Mineralsubstanzen unterbrochener — Phasen der Gesteinsbildung zur Krystallisation gelangt sein, so dass derselbe also gewissermassen in zwei Formationen in dem Gestein vorliegt. Accessorische Gemengtheile bilden vielfach die erste Consolidation. Die speciellen Anhaltspunkte, welche für solche Ermittelungen den Ausschlag geben und die allgemeinen Regeln, welche hier z. B. für die Eruptivgesteine obwalten, können erst an einer späteren Stelle im Zusammenhang besprochen und gewürdigt werden.

Die einzelnen Gemengtheile, welche ein krystallinisches Gestein zusammensetzen, sind bald ohne weiteres deutlich von einander zu unterscheiden und zu erkennen, bald sind sie so klein und innig mit einander verbunden, dass dem blossen Auge ihre Unterscheidung nicht mehr gelingt. Im ersteren Falle nennt man das Gestein ein phaneromeres, im letzteren ein kryptomeres. Die gemengten kryptomeren Gesteine stellen sich also dem unbewaffneten Auge als scheinbar mehr oder weniger einfache dar.

II. Petrographische Untersuchungsmethoden.

Die in den beiden letzten Jahrzehnten mit grossem Eifer ausgebauten und vervollständigten petrographischen Untersuchungsmethoden bezwecken zunächst die Erkennung der mineralogischen, physikalischen und chemischen Natur der Gesteinsgemengtheile und lassen sich nach folgenden Kategorieen behandeln:

1. Makroskopisch-mineralogische Untersuchung.
2. Mikroskopisch-optische Untersuchung.
3. Trennungs-Methoden.
4. Makrochemische Untersuchung.
5. Mikrochemische Untersuchung.

1. Makroskopisch-mineralogische Untersuchung.

Dieselbe wird da, wo es die Grösse der Gemengtheile zulässt, in der üblichen Weise vorgenommen. In den phaneromeren Gesteinen sind zwar die krystallinischen Mineralien fast niemals vollständig um und um ausgebildet, meistens haben sie gegenseitig die Entwicklung ihrer Krystallformen gehemmt, sind von unregelmässigen Zusammensetzungsflächen begrenzt und eng durcheinandergewachsen, so dass eigentliche krystallographische Verhältnisse nur selten zu ihrer Erkennung den Weg weisen können; die Spaltungsverhältnisse, Zwillingsverwachsungen, namentlich aber die physikalische Beschaffenheit, Härte, specifisches Gewicht, Farbe, Pellucidität, Glanz, das Löthrohrverhalten, sowie die chemischen Eigenschaften sind es, welche sich hier zur Ermittelung der Natur der mineralischen Gemengtheile darbieten, die man in vielen Fällen zur specielleren makromineralogischen Prüfung aus dem Gestein zu isoliren vermag. Um die in einem Gestein von phaneromerem Habitus gleichwohl gewöhnlich vorhandenen mikroskopisch kleinen Gemengtheile als solche mineralogisch nachzuweisen und zu erkennen, ist natürlich die mikroskopische Untersuchung von Dünnschliffen nothwendig.

Im Folgenden ist noch eine Anzahl von speciellen Methoden angegeben, welche die Feststellung charakteristischer Eigenschaften zum Zweck der makroskopischen Mineraldiagnose vermitteln.

Bestimmung der Härte. Abgesehen von dem bekannten Verfahren der mineralogischen Härtebestimmung an grösseren Mineralfragmenten kann es sich um diejenige eines feineren Mineralpulvers handeln, wie es z. B. bei der mechanischen Separation vermittels Scheideflüssigkeiten erhalten worden ist. Nach dem Vorschlage von E. Cohen drückt man das feine Pulver kräftig in die glatt gefeilte Endfläche eines wenige Millimeter dicken Bleistempels, der dann als Handhabe dient, um mit den Körnchen die üblichen Härteversuche anzustellen; oft gelingt es auch, die Körnchen auf der Oberfläche geschmolzenen Siegellacks hinlänglich

zu befestigen. Annähernd erhält man auch wohl einen gewissen Aufschluss, indem man die Pulverkörnchen zwischen zwei Objectgläsern reibt und dann beobachtet, ob letztere gekritzt werden oder nicht, sowie ob die Körnchen leicht oder schwer zerdrückt werden. Vergl. auch Behrens, sur la détermination de la dureté des matières rocheuses (Annales de l'école polyt. de Delft. III. 1887. 108).

Bestimmung des specifischen Gewichts. Bei grösseren Mineralfragmenten kann das spec. Gewicht auf die übliche bekannte Weise ermittelt werden. — Bei kleineren Partikeln, wie sie z. B. als Producte einer mechanischen Trennung erhalten worden sind, pflegt man die Bestimmung des spec. Gew. in derjenigen schweren Scheideflüssigkeit vorzunehmen, welche man auch zur Separation benutzt hat. Von diesen schweren Flüssigkeiten wird erst später die Rede sein. Besitzt z. B. eine solche Flüssigkeit, etwa Kaliumquecksilberjodid, das spec. Gew. 3, so wird Quarz (spec. Gew. 2,65) darauf schwimmen, Epidot (3,39) darin untersinken, ein Mineral aber, dessen spec. Gew. ebenfalls genau 3 ist, weder aufsteigen noch untersinken, sondern gerade schwebend erhalten werden. Da man jener Flüssigkeit nun durch Verdünnung mit Wasser jedes beliebige spec. Gew. zwischen 3 und 1 ertheilen kann, so ist es, um das spec. Gew. eines zu prüfenden geeigneten Mineralfragmentes zu ermitteln, nur erforderlich, diese Verdünnung derart vorzunehmen, dass das Mineral genau suspendirt bleibt, und darauf das spec. Gew. der Lösung festzustellen, welches dann auch dasjenige des Minerals ist. Das Herannahen des Gleichgewichtspunktes bemerkt man leicht an der Art der Bewegungen der Körnchen, sie steigen nach dem Umrühren nur noch langsam in die Höhe, Blättchen stellen sich auf die Kante, Stäbchen auf die Spitze.

Um nun das mit demjenigen des Minerals übereinstimmende spec. Gew. der Flüssigkeit selbst zu bestimmen, kann man auf verschiedenem Wege verfahren:

a) Man bringt die auf den Mineralpartikel eingestellt gewesene Flüssigkeit in ein calibrirtes und genau tarirtes Glasgefäss von ca. 20—25 ccm Inhalt, stellt genau auf die Inhaltsmarke ein und wägt; das absolute Gewicht der Flüssigkeit, dividirt durch den Inhalt ergibt bekanntlich direct das spec. Gewicht. Um Mittelwerthe zu erhalten, empfiehlt es sich, die Wägung drei bis viermal zu wiederholen und sich zwischen je zwei Wägungen durch Wiedereinführung des Mineralfragmentes zu überzeugen, dass die Dichtigkeit der Lösung sich nicht inzwischen durch Wasseraufnahme oder Temperaturschwankungen verändert hat. Die Methode gibt bei vorsichtiger Einstellung auf die Inhaltsmarke bis zur dritten Decimale genaue Resultate; das gefundene spec. Gew. bezieht sich stets direct auf Wasser von der Temperatur, für welche die Marke am Glasgefässe gezogen ist (vgl. Goldschmidt, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. I. 196).

b) Es ist auch vorgeschlagen worden, sich hierzu der sog. Indicatoren oder Schwimmer zu bedienen, d. h. Mineralstückchen von starker Erbsengrösse, deren spec. Gew. möglichst genau bekannt ist (vgl. Goldschmidt, N. Jahrb. für Min. Beilageb. I. 215; Verhandl. geol. R.-Anst. 1883. 68). Eine von Goldschmidt entworfene Scala mit geeigneten Intervallen ist folgende:

Nr.	Mineral	Fundort	spec. Gew.	Nr.	Mineral	Fundort	spec. Gew.
1.	Schwefel	Girgenti	2,070	11.	Quarz	Middleville	2,650
2.	Hyalit	Waltsch	2,160	12.	Labradorit	Labrador	2,689
3.	Opal	Scheiba	2,212	13.	Calcit	Rabenstein	2,715
4.	Natrolith	Brevig	2,246	14.	Dolomit	Muhrwinkel	2,733
5.	Pechstein	Meissen	2,284	15.	Dolomit	Rauris	2,868
6.	Obsidian	Lipari	2,362	16.	Prehnit	Kilpatrick	2,916
7.	Perlit	Ungarn	2,397	17.	Aragonit	Bilin	2,933
8.	Leucit	Vesuv	2,465	18.	Aktinolith	Zillerthal	3,020
9.	Adular	St. Gotthard	2,570	19.	Andalusit	Bodenmais	3,125
10.	Elaeolith	Brevig	2,617	20.	Apatit	Ehrenfriedersdorf	3,18

Vorstehende Reihe ist nur ein Wegweiser, auf welchen Gebieten man solche Indicatoren zu suchen hat, denn es muss für jedes Indicatorkorn sozusagen sein spec. Gew. persönlich bestimmt werden. Ein grosser Sprung besteht zwischen Nr. 14 und Nr. 15, und das Intervall zwischen 2,715 und 2,916 (Nr. 13 u. 16) wird nur übel durch die beiden Dolomite ausgefüllt.

Solche Indicatoren werden in die Flüssigkeit geworfen, nachdem dieselbe auf das zu prüfende Mineral eingestellt ist, oder man kann auch die Flüssigkeit zugleich mit dem Mineralpartikel auf die Indicatoren einstellen. Aber abgesehen davon, dass die Beschaffung dieser Indicatoren in genügender Menge sehr viele Umstände und Mühe verursacht, ist ihre Benutzung zu dem gedachten Zweck recht zeitraubend, da oft eine grosse Zahl in die Lösung eingeführt werden muss, bevor der richtige getroffen ist; ausserdem wird man mit solchen Indicatoren, auch wenn eine Scala mit zahlreichen genau bestimmten Gliedern zur Verfügung steht, doch meistens nur zwei Grenzwerthe für das spec. Gew. ermitteln können, nur selten den eigentlichen Werth selbst.

c) Viel einfacher und correcter gelangt man zum Ziel, wenn man sich der von Cohen zuerst empfohlenen sog. Westphal'schen »Wage zur Bestimmung des specifischen Gewichts von Flüssigkeiten« bedient (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 88); dieselbe ist von dem Mechaniker G. Westphal in Celle für den Preis von 45 Mk. zu beziehen. Der längere Arm dieser ungleicharmigen Wage trägt ein constantes Gewicht (Senkgläschen), welches in die Flüssigkeit eintaucht, an dem kürzeren Arm befindet sich ein Zeiger, welcher beim Hineinhängen dieses Gewichts in Wasser auf Null einspielt. Um möglichst geringe Mengen von Flüssigkeit zu bedürfen, eignen sich kleine Glascylinder von etwa 90 mm Höhe, 18—20 mm Weite mit grossem Fuss am besten für die Bestimmungen; nachdem man darin den Mineralpartikel durch allmähliche Verdünnung der schweren Flüssigkeit zur Suspension gebracht hat, wird das Senkgläschen in die Flüssigkeit eingeführt und die Gleichgewichtslage des mit Theilung versehenen aufgetriebenen Wagebalkens in sehr kurzer Zeit mit Hülfe von vier tarirten, dem längeren Arm aufgesetzten Reitern hergestellt. An der Lage der letzteren kann man dann direct das spec. Gew. der Lösung bis zur dritten Decimale ablesen. Um die Wage stets genau vertical richten zu können, wird sie zweckmässig auf einen Untersatz mit Schraubenfüssen gestellt. Das Senkgläschen ist neuerdings mit Theilung von 12°—20° C. versehen, so dass es gleichzeitig als Thermometer

dient. Zur Benutzung von Flüssigkeiten mit sehr hohem spec. Gew. sollten die Wagen mit schwereren Senkgläschen als gewöhnlich versehen sein. — Diese sehr kurze und einfache Bestimmungsmethode gewährt auch die Möglichkeit, den Mineralpartikel innerhalb der Lösung zu belassen, so dass man daran, dass der erstere seine schwebende Lage aufgibt, unverzüglich eine eingetretene Änderung in der Concentration der letzteren bemerken muss. Die leicht an dem Senkgläschen oder an dem eingetauchten Theil des feinen Platindrahts anhaftenden Luftbläschen müssen, da sie eine Fehlerquelle bilden, mit einem Glasstab abgestreift werden. — Nützliche Bemerkungen über die Westphal'sche Wage gab Retgers in Zeitschr. f. physikal. Chemie III. 296.

d) Von W. Salomon stammt ein sehr zweckmässiger Apparat aus gebogenen Glasröhren, welcher gewissermassen als Ersatz der Westphal'schen Wage, zur Bestimmung des spec. Gewichts von Flüssigkeiten dient und auf dem Princip beruht, dass die Höhen von Flüssigkeitssäulen, welche in communicirenden Röhren einander das Gleichgewicht halten, umgekehrt proportional sind ihrem spec. Gewicht. Die specielle Einrichtung und der Gebrauch des Apparats muss im N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 214 nachgesehen werden.

e) Sollas schlug vor, die Westphal'sche Wage durch hydrostatische Schwimmer zu ersetzen. Dieselben bestehen aus einer dünnen Glasröhre, die an dem einen Ende lang capillar ausgezogen, an dem anderen geschlossen und mit Quecksilber gefüllt ist. Beim Eintauchen in eine schwere Flüssigkeit kann man sie durch Adjustirung des Quecksilberinhalts zum Schwimmen in verticaler Stellung bringen und die Entfernung zwischen dem Ende des Capillarröhrchens und der Oberfläche der Flüssigkeit wird natürlich mit der Schwere der letzteren wechseln; diese Entfernung kann sehr genau an einem graduirten Spiegel abgelesen werden. Um den Schwimmer zu calibriren, bringt man ihn in Flüssigkeiten von bekannten spec. Gewichten, und entwirft eine Tabelle, welche diese letzteren vergleicht mit den Entfernungen, um die sich der Schwimmer über den Spiegel der Flüssigkeit erhebt. Dazwischen liegende spec. Gewichte und Entfernungen ergeben sich durch Interpolation. Indem man sich einer Reihe von Schwimmern bedient, können nach der Angabe bis zur dritten Decimale genaue Resultate sehr rasch erzielt werden (Trans. roy. Irish Acad. XXIX. Part XIV. 1891. 431).

Sollas hat noch eine andere Methode angegeben, um das spec. Gew. von Mineralpulver zu bestimmen. Eine schwere Flüssigkeit (z. B. Kaliumquecksilberjodid) wird von zwei verschiedenen Schweren bereitet, von denen die eine leichter, die andere schwerer ist, als das zu untersuchende Mineral. Die schwerere wird zuerst in eine Glasröhre gegossen, dann darauf die leichtere. In der Glasröhre entwickelt sich dann beim Stehen durch Diffusion eine Flüssigkeitssäule, deren spec. Gew. allmählich von unten nach oben abnimmt. Zwei Indicatoren von genau bekanntem spec. Gew., der eine eben schwerer, der andere eben leichter als das zu untersuchende Mineral, werden eingeführt und nehmen bestimmte Stellen in der Flüssigkeitssäule ein. Dann wird das Mineralpulver eingetragen, welches in einer Zwischenzone flottiren wird und zwar in einer

Entfernung von den Indicatoren, welche seinem Gewichtsunterschied proportional ist. Die Höhenunterschiede der verschiedenen drei Objecte können gegen einen graduirten Spiegel abgelesen werden. Will man sich überzeugen, dass der Wechsel im spec. Gew. der Flüssigkeit zwischen den beiden Indicatoren wirklich ein gleichmässiger ist, so kann man der Glasröhre die Form eines Prismas geben, und den Verlauf der Spectrallinien beobachten, welche beim Durchblicken sichtbar werden; derselbe ist anfangs ganz unregelmässig, wenn aber nach einigen Stunden Stehens die Linien völlig regelmässig erscheinen, so deutet dies auf einen regelmässigen Wechsel in der Beschaffenheit der Flüssigkeit (ebendas. 433).

Ist das spec. Gew. des zu prüfenden Mineralkorns auch höher als das der schweren Flüssigkeit, so kann man das erstere dennoch in der letzteren nach folgendem Verfahren Thoulet's bestimmen (Bull. soc. min. II. 1879. 188): Man bildet aus Jungfernwachs, welchem ein kleines beschwerendes Stückchen z. B. von Orthoklas eingebettet wird, ein wohlgeglättetes Kügelchen, etwa von der Gestalt eines Getreidekorns und einer Dichte zwischen 1 und 2. Das absolute Gewicht dieses Schwimmers wird als G bestimmt. Das zu untersuchende Mineralkorn (oder die Körner), davon das absolute Gewicht g vorher ebenfalls bestimmt wurde, wird nun mittels leichten Fingerdrucks an den Schwimmer befestigt; alsdann taucht man denselben in die schwere Flüssigkeit und verdünnt dieselbe in der üblichen Art durch tropfenweises Zusetzen von Wasser, bis der das angeklebte Mineralkorn tragende Schwimmer weder steigt noch fällt. Die Dichte desselben Δ wird durch eine der angegebenen Methoden als diejenige der Flüssigkeit selbst festgestellt. Hierauf nimmt man den Schwimmer aus der Flüssigkeit, wäscht ihn in Wasser und entfernt, ohne ihn zu verletzen, das oder die lose angeklebten Mineralkörner, deren genauer Abdruck am Wachs erscheint. Sodann wird der davon befreite Schwimmer wieder in die Flüssigkeit zurückgebracht und letztere bis zur gleichen Dichte mit ihm verdünnt. Dieses spec. Gew. des blossen Wachskügelchens sei D. Für das Wachs ist also das Volumen V bekannt, es ist $\frac{G}{D}$; das Volumen v des zu untersuchenden Minerals ist ebenso $\frac{g}{\delta}$, wenn δ dessen zu findendes spec. Gew. darstellt. Man hat nun folgende Gleichungen:

$$\Delta = \frac{G+g}{V+v} = \frac{G+g}{V+\frac{g}{\delta}},$$

woraus sich findet

$$\delta = \frac{g\,\Delta}{G+g-\Delta V}.$$

Auf einem einigermassen ähnlichen Princip, auf einem Ersatz des Wachses durch Glas, beruht das von Streng in Vorschlag gebrachte Verfahren (XXV. Ber. d. oberhess. Ges. in Giessen 1887. 110). Aus einer Glasröhre wird ein kleiner Glasbecher mit möglichst dünnen Wänden dargestellt (etwa 5—6 mm hoch, 5 mm im äusseren oberen Durchmesser), welchem unten 3 Platindrähte angeschmolzen werden, um das Gefässchen aufrecht zu stellen, und auch den Schwerpunkt so

weit abwärts zu verlegen, dass es in einer Flüssigkeit stets aufrecht schwimmt. Das absolute Gewicht m (z. B. 0,25 g) und das spec. Gew. s (z. B. 2,85) dieses Schwimmers wird ein für allemal bestimmt. Man bringt nun eine kleine Menge des schweren Minerals (etwa 0,01 g genügt) in das Becherchen, bestimmt durch Wägung das absolute Gewicht des Minerals m', füllt das Becherchen durch Eintröpfeln mit der schweren Flüssigkeit, entfernt mit einem Platindrahte alle Luftbläschen, bringt das Ganze mit einem geeignet gebogenen Platindraht in die schwere Flüssigkeit, und bestimmt darauf das spec. Gew. des Ganzen S (von Schwimmer + Mineralkorn), indem man so lange verdünntere oder concentrirtere Flüssigkeit unter beständigem Umrühren hinzufügt, bis der Schwimmer in der Mitte des Flüssigkeitsraums dauernd frei schwimmt, und dann das spec. Gew. der Flüssigkeit (S) ermittelt. Ist x das gesuchte spec. Gewicht des Minerals, so hat man

$$\frac{m}{s} + \frac{m'}{x} = \frac{m + m'}{S},$$

daher

$$x = \frac{m' S s}{(m + m') s - m S} \quad \text{oder} \quad \frac{S}{1 - \frac{m}{m'}\left(1 - \frac{S}{s}\right)}.$$

Retgers hebt hervor, dass bei diesem Verfahren die Röhre keine gute Mischung der Flüssigkeit gestattet, und niemals völlige Sicherheit vorliegt, dass die Flüssigkeit innerhalb der Röhre wirklich das gleiche spec. Gew. hat, wie die umgebende; auch sei das Gewicht der Röhre (ca. 250 mg) für ganz kleine Mineralkörner viel zu gross und könne nur für grössere Mineralfragmente gute Resultate liefern. Er gab deshalb dem gläsernen Schwimmer die Form einer kleinen Klemme, indem er ganz dünne Glasstäbchen oder Stückchen Glasdraht über der Lampe in der Form eines Hufeisens umbog, so dass die freien Enden dicht neben einander liegen und ein Mineralfragment genügend kräftig festhalten; von dünnem Glasdraht lassen sich noch sehr gut Klemmen von 5—10 mg anfertigen; immerhin ist der Schwimmer so klein als möglich zu wählen (Zeitschr. f. physikal. Chemie IV. 1889. 189).

Ein wohl nur annähernd genaues Verfahren zur Bestimmung des spec. Gew. von Mineralpulver gab Smeeth in Scientif. Proceed. roy. Dublin Soc., 14. Febr. 1888. Ein mit einem feinen eingeschmolzenen Platindraht als Handhabe versehenes Uhrgläschen wird auf einen Ofen gesetzt und in dasselbe mit einer Messerspitze ein wenig Vaselin gegeben, welches bald zu einer klaren Flüssigkeit schmilzt; nach der Abkühlung in einem staubfreien Raum wird das Gewicht des Schälchens und des Vaselins auf die übliche Weise in Wasser bestimmt; es sei w. Nach dem Herausnehmen wird das aufsitzende Wasser abgegossen, und sollte ein Tröpfchen noch haften, dies sorgfältig mit Filtrirpapier abgetrocknet. Darauf bringt man das Vaselin wieder zum Schmelzen und streut das zu untersuchende Mineralpulver auf die Oberfläche, so dass es haftet. Nach der Abkühlung wird das Uhrgläschen und sein nunmehriger Inhalt wieder in Wasser

gewogen; das Ergebniss sei w_1. Dann ist $w_1 - w$ das Gewicht der Pulvermenge in Wasser. Ist das absolute Gewicht des Pulvers $= W$, dann ist $W - (w_1 - w)$ das Gewicht des durch das Pulver verdrängten Wassers und das spec. Gew. des Pulvers $= \frac{W}{W - (w_1 - w)}$. Das spec. Gew. des Vaselins kommt hierbei gar nicht in Betracht.

Um eine angenäherte Bestimmung eines schwereren Minerals zu erzielen, brachte Hubbard in eine Cadmiumborowolframiatlösung vom spec. Gew. 3,3, welche sich in einer langen Röhre befand, dasselbe mit mehreren anderen schwereren Mineralpartikeln von möglichst gleicher Grösse und Form, wie das zu prüfende, aber von unter einander abweichendem bekanntem spec. Gew. gleichzeitig hinein; indem alle untersinken, handelt es sich um die Beobachtung, zwischen welchen Gliedern das zu bestimmende den unteren Boden erreicht (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 390).

Allgemeine Bemerkungen über möglichst correcte Bestimmung des spec. Gewichts gab Goldschmidt in Verhandl. geol. R.-Anstalt 1886. 439 und Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums. I. 127; am letzteren Orte schlug er vor, als Normaltemperatur für die Bestimmungen 18° zu wählen und gab er Formeln an zur Umwandlung des bei anderen Temperaturen gefundenen spec. Gewichts in das bei 18°.

Über weitere makroskopisch-mineralogische Untersuchungen zu petrographischen Zwecken, wie über die Bestimmung der Schmelzbarkeit, die Verwerthung der Flammenreactionen soll an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden; vgl. darüber z. B. R. Bunsen, Flammenreactionen, Heidelberg, 1880; Szabó, Über eine neue Methode, die Feldspathe auch in Gesteinen zu bestimmen, Budapest 1876; in letzterer Schrift wird ein Verfahren zu sehr genauer Bestimmung und Vergleichung der Schmelzbarkeit vermittels der Bunsen'schen Gaslampe mitgetheilt und ferner auseinandergesetzt, wie die Flammenreactionen in einem Bunsen'schen Gasbrenner mit sehr befriedigenden Resultaten zur Diagnose der verschiedenen Feldspathe Verwendung finden können. Nach Szabó's Angabe verrathen seine 5 Grade der Natriumflamme: 0,3—1%, 1—2%, 2—4%, 4—8%, 8—16% Natrium und seine 4 Grade der Kaliumflamme: 0,3—1%, 1—4%, 4—13% und 13—22% Kalium, doch erfordert die Verwerthung des Verfahrens grosse Praxis. Einen sehr einfachen Apparat, um die Position des Mineralpartikels in der Flamme zu reguliren, beschrieb Grenville Cole im Geol. Magaz. (3) V. 1888. 314. — J. Joly construirte ein »Meldometer« zur Bestimmung des Schmelzpunktes von Mineralien, bei welchem feingepulverte Mineralpartikel auf einen dann vermittels einer Batterie glühend gemachten ausgespannten Platinstreifen aufgetragen und die daran eintretenden Veränderungen, sowie die Vergleichungen mit anderen bekannten Substanzen u. d. M. betrachtet werden; zur Messung der Temperatur wird die Ausdehnung des Platinstreifens benutzt (Proc. Royal Irish Academy, (3) II. 1891. 38).

2. Mikroskopisch-optische Untersuchung.

Herstellung der Präparate.

Die mikroskopisch-mineralogische Untersuchung der Gesteine wird im durchfallenden Licht vorgenommen. Specielle Gegenstände derselben sind in erster Linie die Dünnschliffe; sodann bildet dasjenige Material von lockerem Pulver und Körnchen, welches bei der mechanischen Trennung von einzelnen Gesteinsgemengtheilen in schweren Scheideflüssigkeiten erhalten wird, oder bei der Behandlung eines Gesteins mit verschiedenen Säuren als unlöslicher Rückstand hinterbleibt, ein weiteres Object mikroskopischer Untersuchung.

Bereits zu Anfang dieses Jahrhunderts hatte Fleuriau de Bellevue empfohlen, kryptomere Gesteine (nicht allzufein) zu pulvern und das Pulver unter dem Mikroskop zu untersuchen (Journal de physique LI. 1800. 442). Cordier löste so 1815 mehrere scheinbar einfache vulkanische Gesteine in ein Gemenge von verschiedenen Mineralien auf, und versuchte auch durch einen geeigneten Schlämmprocess die einzelnen Gemengtheile gemäss ihrem spec. Gew. getrennt von einander zu erhalten, um dieselben mikroskopisch und chemisch besser erkennen zu können (Journal des mines XV. No. 227. S. 259 u. Ann. de chim. et de phys. III. 1816. 285). Immerhin aber ist dieser, später auch kaum von Anderen betretene Weg der Untersuchung sehr primitiv und unvollkommen, und Fouqué war wenig im Recht, wenn er (Revue scientifique 14. März 1874) den nutzbringenden Gebrauch des Mikroskops in der Gesteinskunde auf seinen Landsmann Cordier zurückführen wollte; ohne die von England später ausgegangene Idee der Herstellung von Dünnschliffen wäre das Instrument für die Mineralogie und Petrographie fast werthlos geblieben.

Wie es scheint wurde das Dünnschleifen am frühesten bei dem Studium der fossilen Hölzer angewandt: William Nicol, welcher sich schon 1828 durch die Construction der nach ihm genannten sinnreichen Kalkspath-Combination grosses Verdienst erworben und Witham machten zuerst den Versuch, davon dünne Plättchen für die Untersuchung im durchfallenden Licht anzufertigen; ihr Verfahren ist in H. Witham's »Observations on fossil vegetables, accompanied by representations of their internal structure as seen through the microscope« (Edinb. u. London 1831; 48 S. 6 Taf.; vergl. auch N. Jahrb. f. Miner. 1833. 456) beschrieben. Eine andere Schleifoperation für fossile Hölzer theilte Unger darauf im N. Jahrb. f. Miner. 1842. 154 mit. Die ersten Dünnschliffe eigentlicher Felsarten wurden, soweit bekannt, von H. C. Sorby in Sheffield 1850 angefertigt (on the microscopical structure of the calcareous grit of the Yorkshire coast im Quart. journ. of the geol. soc. VII. 1851. 1). In Deutschland brachte diese Methode der Untersuchung wohl Oschatz zuerst und zwar für Mineralien in Anwendung (Zeitschrift d. d. geol. Ges. IV. 1852. 13); vgl. auch die Angaben von D. Forbes im Monthly microscopical Journal 1869. 240; doch ist dieselbe erst eigentlich seit dem Jahre 1863, in welchem die »Mikroskopischen Gesteinsstudien«

von F. Z. (Sitzungsber. d. Wiener Akad. Bd. 47) erschienen, allgemeiner geworden und hat inzwischen einen vordem ganz ungeahnten Aufschwung erlebt. Eine historische Darstellung lieferte F. Z., Die Einführung d. Mikroskops in das mineralogisch-geolog. Studium (Decanats-Programm d. phil. Fac. zu Leipzig 1881).

Was die Anfertigung der Gesteinsdünnschliffe anbetrifft, so zerfallen die dabei erforderlichen Operationen in folgende vier Acte: a) das Anschleifen; b) das Aufkleben; c) das eigentliche Dünnschleifen; d) das Übertragen und das Einlegen in Canadabalsam. Diese Manipulationen seien im Folgenden kurz erläutert:

a) Entweder durch Abschlagen mit einem Gesteinshammer oder durch Absprengen mit dem Meissel verschafft man sich ein möglichst dünnes, flaches, scherbenähnliches Stückchen des zu präparirenden Gesteins. Von sehr vielen Gesteinen mit splitterigem und muscheligem Bruch, wie von Phonolithen, Basalten, Gläsern und Halbgläsern können mit einiger Gewandtheit Scherben abgeschlagen werden, welche die Dimensionen etwa eines Zweimarkstücks besitzen; bei anderen, z. B. bei grobkörnigen Felsarten ist man oftmals darauf angewiesen, dickere, unregelmässig und unbequem gestaltete Fragmente weiter zu präpariren, wenn man nicht eine der letzthin vielfach in Gebrauch gekommenen Schneidemaschinen (vgl. darüber S. 27 f.) zur Hand hat, vermittels deren man von einem solchen Vorkommniss ein Scheibchen von geeigneter Dicke abschneiden kann; eine solche Schneidemaschine ist namentlich auch dann von grossem Nutzen, wenn es sich darum handelt, von sehr spärlich vorhandenem oder sehr werthvollem Material möglichst viele Dünnschliffe herzustellen oder Präparate in bestimmten gewünschten Richtungen, z. B. senkrecht auf die Schieferung zu erhalten. Immer trachte man darnach, durch Abschlagen oder Schneiden ein Scherbchen oder Plättchen zu gewinnen, welches frei von Sprüngen und Haarspalten ist, weil dadurch leicht bei den ferneren Operationen eine Zertheilung der Präparate herbeigeführt wird. Sollen nicht zu besonderen Zwecken Studien über Verwitterungsprocesse angestellt werden, so ist es selbstverständlich gerathen, recht frische, compacte und unzersetzte Stücke anszuwählen. Bisweilen tritt die Nothwendigkeit ein, von einem Gesteinsvorkommniss Dünnschliffe nach verschiedenen Richtungen herzustellen, z. B. Schiefer parallel der spaltenden Schieferungsfläche und senkrecht darauf zu präpariren, wobei man sich die Schleifplättchen senkrecht zur Schieferung, wie angeführt, am besten mit Hülfe der Schneidemaschine verschafft.

Diesem Scherbchen oder Scheibchen wird nun durch einseitiges Anschleifen eine glatte Fläche verliehen. Von der subjectiven Liebhaberei hängt es ab, ob man dieses Schleifen zunächst auf einer festliegenden hinreichend grossen planen Gusseisenplatte vermittels Smirgel (von dem Korn eines mittelfeinen Quarzsandes) und unter Beihülfe von Wasser vornehmen oder ob man sich dazu eines Schleifapparats bedienen will, bei welchem ein kreisförmiger Smirgelstein oder ein harter Sandstein oder Wetzstein um eine horizontale oder verticale Axe rotirt und wobei die Bewegung durch eine Handkurbel oder durch ein Tretwerk vermittelt wird. Eine selbstthätige Schleifmaschine, welche übrigens, wie es scheint, nicht sehr häufig nachgebildet worden ist, wurde durch J. G. und L. G. Bornemann

beschrieben in der Zeitsch. geol. Ges. 1873. 367. Vergl. auch über eine Schleifmaschine mit rotirenden Platten, Steenstrup in Stockholms Geol. Fören. Förh. X. 1888. 113.

Ist die Fläche angeschliffen, so muss sie noch fein geglättet werden; man nimmt dies zweckmässig auf einer matten Glastafel mit äusserst feinem Smirgelschlamm vor, welcher um die Oberfläche nicht weiter zu zerkratzen, kein gröberes Körnchen mehr enthalten darf, oder auch auf einem guten Wetzschiefer, den man mit Terpentinöl oder Glycerin befeuchtet; letztere beiden Flüssigkeiten bewahrt man am besten in einer sonst verschlossenen Glasflasche, aus welcher das erforderliche Quantum mit einer dünnen Glasröhre heberartig entnommen wird. Die fertig geschliffene Fläche muss möglichst vollkommen eben sein; leicht geschieht es, namentlich im Anfang der Lehrzeit, dass die Mitte etwas convex ausfällt und die Glättung lediglich auf ihr erfolgt ist, während die Ränder rauh und matt erscheinen; beim weiteren Dünnerwerden des Präparats gehen alsdann diese gewissermassen abschüssigen Ränder, wie leicht einzusehen, mehr oder weniger bald verloren. Von einem eigentlichen trocknen Poliren der Fläche, etwa auf Kalbleder vermittels Tripel oder Caput mortuum kann nur dringend abgerathen werden, da es immer überflüssig ist, oft sogar schädlich wirkt. Sorgfältig aber muss sie von dem etwa noch in den Poren und kleinen Löchlein haftenden Smirgelschlamm gereinigt werden, sei es mit einem stumpfen Pinsel und Wasser oder, was vielleicht noch mehr nützt, durch Lecken und Saugen mit der reinen Zunge.

b) Das Scheibchen wird nun mit der glatt angeschliffenen Fläche auf einem bei der späteren Operation als Handhabe dienenden Glasplättchen vermittels Canadabalsams aufgekittet. Das Glasplättchen mag eine Dicke von etwa 2 mm und muss eine von knötchenartigen Erhabenheiten freie Oberfläche besitzen; dasselbe ist wegen seiner Durchsichtigkeit jeder anderen Handhabe vorzuziehen.

Die Verwendung des Canadabalsams ist vielleicht der schwierigste Punkt bei der ganzen Herstellung der Dünnschliffe. Es gilt, denselben durch Erwärmung und darauf folgende Abkühlung vollständig erhärten zu lassen; einerseits muss er nach der Erkaltung so hart geworden sein, dass er keine Eindrücke von dem Fingernagel annimmt und sich mit dem Messer zu Pulver abschaben lässt, andererseits darf die Erhitzung nicht so lange gedauert haben, dass er dadurch braun und beim Erstarren rissig und bröcklich wird. Diejenige Sorte Canadabalsam ist die beste, welche bei gewöhnlicher Temperatur der Luft so dickflüssig ist, dass beim Umkehren des Gefässes nichts von selbst herausfliesst. Lange Übung hat es als das vortheilhafteste erkennen lassen, eine Quantität des Balsams, wie sie zur Anfertigung mehrerer Präparate dienen kann, in einem kleinen Blechlöffel über der Spirituslampe zu schmelzen und eine Zeit lang in der Hitze flüssig zu erhalten, damit dann beim Erkalten die erforderliche Starrheit eintritt. Ein Aufflammen des Balsams schadet dabei nichts, wenn die Flamme gleich wieder ausgeblasen wird. Zweckmässig rührt man mit einem Glasstab in der flüssigen Masse umher, um die Luft daraus zu entfernen und eine etwa entstandene Bräunung zu

zertheilen. Die verschiedenen Balsamsorten müssen abweichend lange Zeit geschmolzen werden, und fortgesetzte Erfahrung lässt erst den Punkt bestimmen, wann der Balsam zum Aufkitten tauglich geworden ist.

Bequem und Zeit ersparend ist es natürlich, die angeschliffenen Stückchen gleich zu mehreren hinter einander aufzukitten. Wohlgereinigt werden sie zunächst, mit einer Pincette gefasst, über der Lampe erhitzt (die angeschliffene Fläche nach oben), um das während des Schleifens etwa hineingedrungene Wasser zu vertreiben, welches sonst den Balsam blasig machen würde. Nachdem man auf das Glasplättchen eine kleine Menge des geschmolzenen Balsams geträufelt und ausgebreitet hat, wird ersteres ebenfalls über der Lampe erwärmt, damit der Balsam ganz weich und ziemlich dünnflüssig werde. Alsdann wird das Scherbchen mit seiner geschliffenen Fläche in die Mitte des Glasträgers fest aufgedrückt und der an den Rändern hervorquellende Balsam mit dem Glasstab so verstrichen, dass das Steinchen rund herum gehörig davon umgeben und wohl befestigt ist. Bläschen zwischen der Schlifffläche und dem Glas sind möglichst zu vermeiden, aber wenn sie sich einstellen sollten, durch eine drehende Bewegung beim Aufdrücken oft auch wieder leicht zu entfernen. An ihrer Stelle erscheinen sonst beim späteren Dünnschleifen oftmals wegen der hier mangelnden Unterlage immer weiter um sich greifende Löcher. Übrigens wird der Schliff am besten erst dann auf die Glasplatte aufgedrückt, nachdem keine erhebliche Blasenentwickelung mehr stattfindet. Nach der Erkaltung muss der Balsam sowohl nicht mehr schmierig als auch noch nicht rissig sein; beide Übelstände, namentlich der letztere, bewirken bei der nachfolgenden Erschütterung während des Schleifens ein gänzliches oder theilweises Loslösen des Stückchens von der Glasplatte, und eine abermalige Befestigung durch Erwärmung des Präparats ist dann mitunter oft nur schwer auszuführen.

Anstatt des Canadabalsams kann man auch einen Kitt wählen, den man sich durch langsames Zusammenschmelzen und längeres Kochen eines Gemenges von 16 Gewichtstheilen zähflüssigen Canadabalsams und 50 Gewichtstheilen Schellack bereitet. — Handelt es sich um solche wasserhaltige Substanzen, welche bei der Erwärmung trübe oder undurchsichtig zu werden pflegen, so dürfen sie erst möglichst spät auf den Canadabalsam aufgedrückt werden; oder man kann zu ihrer Befestigung eine Anflösung von Canadabalsam in Äther nehmen, wobei allerdings abgewartet werden muss, bis dieselbe durch die sehr langsame völlige Verdunstung des Äthers starr geworden ist. Man kann auch als Aufkittungsmaterial eine Mischung von gleichen Theilen Kolophonium und Wachs verwenden, welche leicht schmilzt und gut befestigt.

c) Es erfolgt nun das eigentliche Dünnschleifen, welches zuvörderst wieder in derselben Weise, wie das anfängliche Anschleifen vorgenommen wird, indem man sich des Gläschens als Handhabe bedient. Hat das Plättchen allmählich eine solche Dünne erreicht, dass es durch diese gröbere und rauhere Operation leiden könnte, so geht man zu der matten Glastafel mit möglichst allerfeinstem Smirgelschlamm oder dem Wetzstein mit Terpentinöl u. s. w. über; in den letzten Sta-

dien ist natürlich ein Zerbrechen, Zerkratzen oder unvermuthetes Durchschleifen des Präparats sorgfältigst zu vermeiden; bei einer schiefen Haltung des Glasträgers schleift sich an einer Seite mehr ab als an der anderen und nur schwierig kann bei weit vorgeschrittener Dünne die wünschenswerthe gleichmässige Dicke wieder hergestellt werden; man kann wohl dadurch, dass an den vier Ecken auf der Unterfläche der Handhabe Fragmente von Deckgläschen festgeklebt werden, ein keilförmiges oder convexes Ausfallen des Schliffs wenigstens eine Zeit lang hintanhalten. Die Dünne, bis zu welcher das Schleifen fortgesetzt wird, hängt selbstredend vorzugsweise von dem Grade der Pelluciditât des Objects ab; durchsichtige, durchscheinende oder an den Kanten durchscheinende Substanzen brauchen nicht so dünn präparirt zu werden wie solche, welche im gewöhnlichen Sprachgebrauch als impellucid gelten. Wo nicht die Beschaffenheit des Objects es erheischt, ist es in den meisten Fällen nicht einmal rathsam die äusserste Dünne erzielen zu wollen, sowohl weil dies oftmals nur auf Kosten der Grösse des Präparats geschehen kann, als auch weil dadurch das Beobachtungsfeld für die Verhältnisse der mikroskopischen Structur in nachtheiliger Weise geschmälert wird. Der Dünnschliff sollte, wenn es ausführbar ist, immer so fein sein, dass man durch denselben lesen kann, wenn er, mit Wasser befeuchtet oder andererseits vollständig präparirt und mit einem Deckgläschen versehen, auf Druckschrift gelegt wird. Die durchschnittliche Dicke von wohlgelungenen Dünnschliffen beträgt 0,025—0,05 mm.

d) Um ein sowohl sauberes, als zur mikroskopischen Untersuchung möglichst taugliches Präparat zu gewinnen, ist es erforderlich, das dünn geschliffene Blättchen von dem gewöhnlich ganz zerkratzten Gläschen auf einen reinen Objectträger zu übertragen, es auf diesem in Canadabalsam einzubetten und ein Deckgläschen zum Schutz und zur Erhöhung der Pelluciditât darüber anzubringen. Zuvor aber muss das Präparat gründlich von dem noch darum klebenden schmutzigen Balsam gereinigt werden. Mit einem am Ende scharf schneidenden, aber sonst vorne stumpf gestalteten Messer kratzt man nach vorhergegangener Abspülung in Wasser den Balsam rund um das Blättchen vorsichtig und vollständig ab, wobei es vorzuziehen ist, ein vorspringendes Eckchen des letzteren zu opfern, als ein Partikelchen des unreinen Balsams auf dem Gläschen kleben zu lassen. Ein stumpfer Pinsel mit Wasser spült dann zur Genüge rein; zu dem den Balsam langsam auflösenden absoluten Alkohol seine Zuflucht zu nehmen ist nur dann erforderlich, wenn das Präparat Poren und Löcher in Menge enthält, welche sich mit dem Messer nicht füglich reinigen lassen; den dabei entstehenden Schleim nehmen alsdann der Pinsel und reichliches Wasser weg. — Die Glastäfelchen, welche man als Objectträger benutzt, sollen von gutem klarem, blasenfreiem und nicht zu dünnem Spiegelglas sein und mögen matt abgeschliffene Ränder besitzen. Die langen und schmalen Objectträger, welche (ca. 75 mm lang, 25 mm breit) bei Botanikern, Anatomen und Physiologen gewöhnlich im Gebrauch stehen, sind für Gesteinspräparate durchaus unzweckmässig, da die horizontale Runddrehung mit dem Objecttisch bei solchem Format auf Schwierigkeiten stösst.

45 mm Länge und 28 mm Breite geben ein passendes Format für Objectträger ab, wenn man nicht quadratische vorzieht.

In die Mitte eines wohlgeputzten Objectträgers bringt man die erforderliche Menge von Canadabalsam, welcher nach der oben angegebenen Weise vorher so lange und derart erwärmt sein muss, dass er beim Erkalten möglichst farblos und hart ausfällt. Das eigentliche Übertragen des Dünnschliffs geht oft sehr leicht von statten, manchmal nimmt es viele Behutsamkeit in Anspruch. Mit einer Pincette erfasst man das Glasplättchen sammt dem darauf klebenden gereinigten Schliff, erwärmt es über der Spirituslampe und schiebt alsdann, wenn der festhaltende Balsam weich geworden, das Blättchen mit einem spitzen Instrument, einem Messer, einer Präparirnadel oder auch einem Hölzchen auf den Balsam des Objectträgers. Feine Sprünge, welche den Schliff durchziehen, verursachen bei dieser Operation oftmals ein Auseinanderlösen desselben in mehrere Partikel; eine kunstfertige Hand vermag es wohl, in diesem Falle die einzelnen Theile mitunter sogar in ihrer ursprünglichen Zusammengehörigkeit unter einem Deckgläschen wieder zu vereinigen; ist dazu auch nur wenig Aussicht vorhanden, so ist es vorzuziehen, aus den grösseren und besseren Bruchstücken mehrere Präparate anzufertigen. Immer aber wende man besondere Sorgfalt darauf, dass nicht über oder unter dem Dünnschliff kleine Splitterchen oder Körnchen zu liegen kommen, da durch deren Gegenwart sich bei dem Aufdrücken des Deckgläschens die Bläschen im Canadabalsam fast niemals gänzlich entfernen lassen, und überdies das Deckgläschen selbst leicht dem Zerbrechen ausgesetzt ist.

Mit der Pincette erfasst, wird alsdann der Objectträger sammt dem darauf angebrachten Balsam und dem auf diesem ruhenden Dünnschliff erwärmt, jedoch ohne dass der Balsam aufflammt, wobei sich Russ in das Präparat ansetzen würde. In vielen Fällen wird der Schliff in dem ganz weichflüssig gewordenen Balsam von selbst etwas einsinken, und man kann ihn dann, sehr behutsam ein Zerbrechen vermeidend und von den Rändern beginnend, darin ganz und bis auf die Oberfläche des Objectträgers niederdrücken, worauf man mit einem spitzen Glasstäbchen den darunter weggequollenen Balsam vorsichtig darüberherstreicht; oder es wird oben auf den Schliff noch ein Tropfen erwärmten Balsams geträufelt. Nun gilt es, ein passendes, vorher sauber geputztes und in Bereitschaft liegendes Deckgläschen rasch darüber anzubringen. Indem dasselbe mit der Messerspitze oder mit den beiden Spitzen einer abwechselnd sich öffnenden oder schliessenden federnden Pincette sanft aufgedrückt wird, gelingt es bald leichter, bald schwieriger, die im Balsam oft zahlreich vorhandenen Dampfbläschen seitlich wenigstens bis über den Rand des Schliffs entweichen zu lassen. Zur Tadellosigkeit eines Präparats gehört es freilich, dass dieselben gleichfalls bis über das Deckgläschen hinaus entfernt werden, wenn sie auch, seitwärts von dem Plättchen liegend, die Untersuchung des Objects nicht weiter beeinträchtigen. Bei sehr leicht zerbröckelnden Massen hat der Versuch, den Schliff auf ein reines Gläschen zu übertragen, oft eine gänzliche Zertheilung und Auseinanderlösung zur Folge.

Zur Vermeidung dessen wird am besten das Object auf dem Gläschen, auf welchem es dünn geschliffen wurde, belassen und hier direct mit Balsam das Deckgläschen aufgekittet. Damit das später auch als Objectträger dienende Gläschen während des Schleifens nicht zu sehr zerkratzt werde, kann man an den vier Ecken auf der Unterfläche desselben Fragmente von Deckgläschen ankleben.

Die letzte Hand wird an das Präparat gelegt, indem der überschüssige, seitlich von dem Deckgläschen hervorgequollene Balsam, welcher, wenn er vorher gehörig erhitzt war, beim Erkalten spröde geworden ist, mit dem Messer so behutsam abgekratzt wird, dass dabei das aufgekittete Deckgläschen sich hier nicht ablockert. Ein stumpfer Pinsel, der mit absolutem Alkohol (besser mit Benzol) befeuchtet ist, oder ein um den Zeigefinger geschlungener, damit angefeuchteter leinener Lappen vollstreckt dann unter Beihülfe von abspülendem Wasser die letzte Reinigung. Nie möge es versäumt werden, unverzüglich auf dem Objectträger wenigstens Namen und Fundort des präparirten Gesteins zu vermerken; das Aufkleben und Beschreiben eines gummirten Papierstreifchens ist hier wohl einfacher und leserlicher als das Einkratzen jener Angaben auf dem Glas vermittels eines Diamantstifts.

Handelt es sich (wie z. B. bei wasserhaltigen Mineralien, welche beim Erhitzen trübe werden, bei äusserst zarten Schliffen) darum, Präparate in Lösungen von Canadabalsam einzulegen, so wird am besten als Lösungsmittel des vorher längere Zeit erwärmten Balsams Äther oder Petroleumäther gewählt; Chloroform zersetzt sich am Licht und die sich bildende Salzsäure könnte im Präparat vorhandenes Eisenerz oder andere angreifbare eisenhaltige Mineralien zersetzen.

Unter den Mechanikern, welche es unternommen haben, sowohl einzelne Dünnschliffe von eingesandtem Material anzufertigen, als auch ganze Sammlungen davon zum Verkauf zusammenzustellen, verdienen insbesondere an dieser Stelle die Herren Mechaniker R. Fuess (in Steglitz bei Berlin) und Voigt und Hochgesang (jetziger Inhaber der Firma R. Brünnée) in Göttingen rühmend genannt zu werden. Auch werden solche Lieferungen von dem Mineralogischen und palaeontologischen Comptoir des Herrn B. Stürtz in Bonn in vortrefflicher Weise ausgeführt.

Von ganz weichen und mürben Gesteinen (z. B. lockeren Tuffen), welche sich nicht durch das übliche Schleifen präpariren lassen, kann man Stückchen in Canadabalsam kochen, bis sie sich ganz damit vollgesogen haben; die erhärtete Masse gestattet manchmal die Anfertigung eines recht befriedigenden Präparats, wenn bei Herstellung desselben grössere Hitze vermieden wird. — J. Bosscha jun. schlug vor, derartige Materialien mit geschmolzenem Copalgummi zu tränken oder darin einzurühren; wird die Masse durch Abkühlung zähe, so gibt man ihr durch Flachdrücken eine geeignete Form und dann erfolgt nach völliger Erhärtung das weitere Schleifen auf die gewöhnliche Art (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 129). — Wichmann empfahl für weiche und zersetzte Gesteine (welche allerdings wohl ein sehr feines Korn besitzen müssen), zunächst eine

kleine Scherbe vermittels eines Messers auf der einen Seite eben zu schaben und dann die erhaltene Fläche auf einer trockenen Glasplatte glatt zu reiben; mit dieser glatten Fläche wird das Scherbchen alsdann auf einen Objectträger mit Canadabalsam, der nach dem Kochen bis zur Zähflüssigkeit erkaltet ist, aufgekittet. Nach dem Festwerden schabt man wieder mit dem Messer so viel ab, bis schliesslich nur ein dünnes Häutchen übrig bleibt; dasselbe wird sodann von dem überflüssigen Balsam gereinigt, mit einigen Tropfen einer Auflösung von Canadabalsam in Chloroform bedeckt und mit einem Deckgläschen versehen; durch die Chloroformlösung wird das Präparat vollkommen durchsichtig (Mineral. u. petrogr. Mittheil. V. 1883. 33). — Pfaff nahm bei Substanzen, welche schwer durch das übliche Schleifen hinlänglich dünn und pellucid erhalten werden (z. B. Kalke und Dolomite), das letzte Feinschleifen in der Art vor, dass das aufgekittete Präparat mit einem sehr guten weichen Kork und dem feinsten Smirgel bearbeitet wird, wodurch bei vielem Zeitaufwand absonderliche Dünne erzielt werden kann; durchaus unerlässlich ist, dass das Präparat rings herum an seinen Rändern von Canadabalsam umschlossen liegt (Sitzungsber. Münchener Akad. 1882. 563). — Vgl. noch: F. G. Pearcey, Method of consolidating and preparing thin sections of friable and decomposed rocks, sands, clays, oozes, and other granulated substances, Proceed. royal soc. Edinburgh VIII. 1884-85. 295 und Journ. r. microscop. soc. (2) VI. 1886. 160. — H. J. Johnston-Lavis, On the preparation of sections of pumice-stone and other vesicular rocks, Journ. r. micr. soc. (2) VI. 1886. 22.

Schneidemaschinen sind beschrieben worden von:

J. Rumpf: Eine Cabinets-Steinschneidemaschine, nach dem Princip der Gattersägen. Mineral. u. petrogr. Mittheil. 1882. IV. 409.

G. Steinmann: Eine verbesserte Steinschneidemaschine, N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 46; erhältlich durch Maschinenfabrikant Carl Benz in Mannheim für 275 Mk.; das Durchschneiden geschieht mit Weissblechscheiben von verschiedenem Durchmesser, die mit Diamantstaub besetzt sind. Cohen macht aber mit Recht darauf aufmerksam, dass das Einkerben der Scheibe am zweckmässigsten senkrecht zur Peripherie derselben geschieht, nicht geneigt, wie Steinmann empfiehlt.

Mechaniker R. Fuess in Steglitz bei Berlin liefert eine kleine Schneidemaschine für Handbetrieb für 130 Mk., eine grössere Schneide- und Schleifmaschine mit Schwungrad und Fusstrittbewegung für 270 Mk., beide mit Orientirungsvorrichtung. Beschreibung und Abbildung derselben siehe in Groth, Physikal. Krystallographie 1885. 667. — Ferner beschrieb derselbe eine Orientirungsvorrichtung zum Schneiden und Schleifen von Mineralien nach bestimmten Richtungen, N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 181.

H. Rauff: Eine neue Steinschneidemaschine, Correspondenzblatt d. naturhist. Vereins d. preuss. Rheinl. u. Westph. 1886. 130; die zwar complicirte aber sehr vortrefflich wirkende Maschine löst u. a. namentlich die Aufgabe,

orientirte Schnitte anzufertigen; auch kann man darauf die Schneidscheiben selbst herstellen, resp. neu abdrehen und centriren. In einer verbesserten Ausführung ist die Maschine beschrieben in einem Aufsatz im N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 230. Bezogen wird dieselbe von Mechaniker M. Wolz in Bonn.

E. A. Wülfing: Über einen Apparat zur Herstellung von Krystallschliffen in orientirter Lage, Zeitschr. f. Kryst. XVII. 1890. 445.

Wenn es sich nun um die Untersuchung von losen Sand- oder Pulvermassen handelt (natürliche Sande, vulkanische Aschen, Producte mechanischer Scheidung, Rückstände nach der Behandlung von Gesteinspulver mit Säuren u.s.w.), so sollte zunächst nur Pulver von beiläufig ganz gleich grossem Korn verwandt werden. Gewöhnlich pflegt man dasselbe ebenfalls in Canadabalsam einzubetten und mit einem Deckgläschen zu versehen, wobei sowohl ein Blasenwerfen des Balsams als eine Zusammenballung des Pulvers zu vermeiden ist, von welchem in der Regel häufiger zu viel als zu wenig verwandt wird. Um der Zusammenballung des Pulvers beim Kochen des Balsams zu begegnen, kann man nach der Angabe von Sorby dasselbe mit verdünnter Gummilösung in richtiger Vertheilung auf dem Objectträger eintrocknen lassen und dann erst mit einer Canadabalsamschicht bedecken; oder man bringt gemäss dem Vorschlag von Cohen einen Tropfen Canadabalsam auf das Objectglas, lässt ihn auseinanderfliessen und erkalten, streut sodann das Pulver auf und fixirt es durch erneutes schwaches Erwärmen, worauf dann das Ganze mit einer dickflüssigen Lösung von Canadabalsam in Äther oder in Chloroform überzogen und mit einem Gläschen bedeckt wird.

Will man in erster Linie die innere Structur der Pulvertheilchen untersuchen, so wird man dieselben in ein Medium einzubetten haben, dessen Brechungsexponent (n) demjenigen der Mineralpartikelchen möglichst nahe gleich ist. Beim Canadabalsam ist $n = 1{,}549$; andere so verwendbare Substanzen sind Glycerin ($n = 1{,}46$), Mandelöl ($n = 1{,}47$), Cassiaöl ($n = 1{,}606$), Kaliumquecksilberjodidlösung (concentrirt $n = 1{,}733$). Haben aber die Pulvertheilchen fast genau denselben Brechungsexponenten wie das umgebende Medium, so wird zwar, wie angeführt, die innere Structur sehr deutlich, aber die Contouren, die äussere Form der Partikelchen tritt dann, sofern diese nicht erheblich abweichend gefärbt sind, in demselben Maasse undeutlich hervor. Will man daher die äussere Begrenzung möglichst scharf erblicken, so ist vorzuziehen, das Pulver in einer Flüssigkeit zu untersuchen, deren Brechungsexponent beträchtlich geringer ist, als derjenige des Pulvers, z. B. in Wasser.

Um planparallele Blättchen aus den gröberen eckigen Körnern lockerer Massen zu erhalten, kann man nach dem Vorschlag von Thoulet folgendermassen verfahren: Man mengt das betreffende Pulver oder den Sand innig mit etwa dem zehnfachen Volumen Zinkoxyd und fügt alsdann soviel einer concentrirten Lösung von Kalisilicat hinzu, dass ein steifer Teig entsteht; derselbe wird innerhalb eines Glasrings (niedriges Bruchstück einer Glasröhre mit ebenen Rändern),

den man auf einen Objectträger setzt und nach der Füllung mit einem Blatt Papier bedeckt, durch einen Fingerdruck auf letzteres zu einem Kuchen geformt; ist nach 2—3 Tagen die Masse eingetrocknet und fest, so löst sie sich leicht aus der Glasform heraus und es kann daraus ein Dünnschliff verfertigt werden. Dieses Verfahrens mag man sich auch bedienen, wo es sich darum handelt, isolirte winzige Kryställchen, wie sie z. B. bei der Behandlung des Gesteinspulvers mit dem Elektromagneten oder mit Säuren oder als Bodensatz in schweren Flüssigkeiten gewonnen wurden, in möglichst verschiedenen Durchschnitten zu erhalten. Noch einfacher ist es, dieselben in eine durch inniges Vermengen von Zinkoxyd und Phosphorsäure hergestellte Masse nach verschiedenen Richtungen einzukneten; aus dieser Masse, welche anfänglich weich und plastisch ist, nach einiger Zeit jedoch vollkommen fest wird, formt man Kugeln, welche nach dem Erhärten durchschnitten und zu Dünnschliffen verarbeitet werden (Mann, N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 187).

Allgemeines über Instrumente und Messungen.

Theorie und Beschreibung des Mikroskops im Allgemeinen kann an dieser Stelle nicht Gegenstand einer auch noch so kurz gefassten Darstellung sein. Hier kann es sich nur um die Angabe derjenigen speciellen Einrichtungen und Nebenapparate handeln, deren Verbindung mit dem eigentlichen Mikroskop nothwendig oder wünschenswerth ist, wenn es zu petrographischen Zwecken verwandt werden soll, sowie um einige kurze Bemerkungen zur praktischen Handhabung des Instruments.

Das Mikroskop als solches soll sich auszeichnen durch die scharfe Begrenzung der Bildumrisse, durch möglichste Vermeidung der chromatischen Aberration sowie einer Krümmung und Wölbung des Gesichtsfeldes, durch sein Auflösungsvermögen, d. i. die Fähigkeit, feine, nahe bei einander gelegene Körperchen unterscheidbar zur Wahrnehmung zu bringen, durch Lichtstärke und Helligkeit, durch Ausdehnung des Gesichtsfeldes, durch möglichst grosse Focaldistanz selbst bei den starken Objectiven, nicht minder auch durch die Solidität der Messingarbeit und genaue Centrirung der einzelnen Theile. Weitere Erfordernisse oder wünschenswerthe Einrichtungen an dem mit Nicols versehenen Mikroskop zur Untersuchung im parallelen polarisirten Licht sind (die angegebenen Punkte finden im Späteren ihre Erläuterung):

Drehbarer Objecttisch mit einer Kreistheilung zur genauen Ablesung der Drehungsgrösse (zwei Kreuzschlitten auf dem Objecttisch zur Bewegung des Präparats vermittels Mikrometerschrauben).

Centrische Drehbarkeit des Objects für jedwede Combination von Objectiv und Ocular, bewirkt durch zwei Stellschrauben, welche in auf einander senkrechten Richtungen wirken und Horizontalverschiebungen entweder des Fusspunktes der Tubusaxe oder des Objecttisches selbst hervorbringen.

Messbarkeit der gegenseitigen Stellung, welche die Hauptschnitte der beiden Nicols gegen einander einnehmen: der polarisirende wird in bestimmter Stellung eingeführt und bleibt fixirt (auch an der Drehung des Objecttisches unbetheiligt), oder kann durch einen Trieb orientirt auf und ab bewegt werden, der drehbare analysirende ist mit einer Kreistheilung versehen, welche eine Marke passirt. Meist werden die Nicols nur gekreuzt angewendet.

Fadenkreuz im zu fixirenden Ocular, dessen Fäden mit den Hauptschnitten der gekreuzten Nicols genau zusammenfallen.

Besondere Apparate zur möglichst genauen Aufsuchung der Lage der optischen Elasticitätsaxen: stauroskopische Calcitplatte, Calderon'sche Doppelplatte (Halbschattenpolarisator), oder Bertrand'sche Doppelquarzplatte.

Schlitz an dem unteren Ende des Tubus oberhalb des Objectivs, in welchem unter 45° Stellung gegen die gekreuzten Nicols eine Quarzplatte, ein Glimmerblättchen, Gypsblättchen u. s. w. eingeschoben werden kann (vgl. darüber später).

Graduirung des Kopfs oder der Scheibe, welche die Drehung der die feinere Einstellung bewirkenden Mikrometerschraube hervorbringt, zur Ablesung der verticalen Tubusverschiebung.

Glasmikrometer oder an Stelle dessen Einrichtung, dass eine die Schlittenbewegung des Objecttisches bewirkende Schraube mit einer Trommel versehen ist, deren Theilstriche einer aliquoten Verschiebung des Präparats entsprechen.

Einrichtung zur Wiederauffindung einer gewissen Stelle im Präparat.

Erwärmungs-Apparat.

Zur Untersuchung im convergenten polarisirten Licht sind erforderlich: Condensorlinsen zum Aufsetzen auf den Polarisator; Bertrand'sche Linse, in den Tubus einzuführen und durch Trieb verstellbar.

Dass das Stativ zum Umlegen eingerichtet sei, erweist sich in vielen Fällen als sehr nützlich. — Die grobe Einstellung werde nicht durch Verschiebung der Auszugsröhre aus freier Hand, sondern durch Zahn- und Triebführung bewirkt. — Bei neueren Instrumenten werden die Objective vielfach nicht mehr angeschraubt, sondern zum schnelleren Ersatz derselben durch eine Klammer gehalten. Für den raschen Wechsel der Objective sind auch (staubdichte) genau centrirte Revolverconstructionen oder sog. Schlitten-Objectivwechsler recht bequem.

Um bei dem Präparat später ganz genau die Stelle wiederzufinden, wo man früher ein kleines dem blossen Auge nicht sichtbares Körperchen beobachtet hat, wurden mehrere z. Th. ziemlich complicirte, sog. Indicatoren erfunden, so von Amyot, Bridgmann, Tyrell, Baylie, Brodie, Edwards. Besser als alle diese zusammengesetzten Finder-Vorrichtungen war eine einfache und praktische Methode von H. Hoffmann. Auf dem Objecttisch des Mikroskops werden zu beiden Seiten der Öffnung zwei Kreuze eingeschnitten, das eine so (×), das andere so (+) geformt. Befindet sich nun etwas im Gesichtsfeld, was man späterhin schnell wieder dahin zu bringen wünscht, so werden mit Tinte, besser noch mit einem

Schreibdiamanten zwei ähnliche Kreuze gerade über jenen des Objecttisches auf die Oberfläche des Objectträgers gezeichnet, und damit ist die Stelle jenes mikroskopischen Gegenstandes fixirt. Wird nämlich später der Objectträger wieder so auf den Tisch gelegt, dass die gleichen Kreuzungspunkte einander genau decken, wobei die abweichende Gestalt der Kreuze über den vorderen und hinteren Rand des Glastäfelchens genügenden Aufschluss gibt, dann muss auch das Object wieder so ziemlich seine frühere Stellung im Gesichtsfelde einnehmen. — Auch mag man sich des von Harting erfundenen einfachen Papierstreifchen-Indicators bedienen. Am vorderen sowie am rechtssehenden Rande des Deckgläschens werden parallel mit demselben schmale Papierstreifchen aufgeklebt, auf welchen eine Theilung wie auf einem Maassstabe etwa in $\frac{1}{3}$ mm angebracht ist. Leicht kann man sich die Streifchen lithographiren lassen und auf der Rückseite gummiren. Die Stelle, welche das wiederzufindende Körperchen einnimmt, wird vermittels dieser beiden Scalen durch die Coordinaten bestimmt, durch zwei davon ausgehende, einander rechtwinkelig schneidende Linien, welche den Rand je eines Papierstreifchens unter rechtem Winkel treffen. Kennt man die beiden Punkte, wo beide Linien die getheilten Scalen schneiden, so ist der Ort des Objects durch zwei Zahlen, welche man sich notirt, genau festgestellt. — Bei neueren Mikroskopen ist die Aufgabe meist dadurch gelöst, dass auf dem Objecttisch des Mikroskops zwei rechtwinkelig auf einander stehende, vom Umkreis an bis zur centralen Öffnung reichende Millimetertheilungen mit Numerirung eingravirt sind. Die wiederzufindende Stelle im Präparat wird dadurch bezeichnet, dass man sich notirt, an welchen Stellen die zwei rechtwinkeligen Ränder des Objectträgers, von denen jeder eine Millimetertheilung rechtwinkelig kreuzt, diese letztere schneiden. Zur Wiederauffindung darf selbstverständlich bei etwas oblongen Objectträgern der längere Rand nicht mit dem kürzeren verwechselt werden (vgl. auch Törnebohm im N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 196). Ist der Tisch mit zwei Kreuzschlitten eingerichtet, so dienen Längentheilungen an demselben zur Feststellung bemerkenswerther Objecte.

Zur mikroskopischen Beobachtung der Wirkung von erhöhter Temperatur dienen die Erwärmungsapparate oder sog. heizbaren Objecttische, welche auf den gewöhnlichen Objecttisch des Mikroskops gebracht werden und auf welche das durch dieselben zu erwärmende Präparat zu liegen kommt. Der zuerst von Max Schultze (Archiv f. mikrosk. Anatomie 1865. I. 1) construirte Messingtisch dieser Art läuft in zwei seitliche Arme aus, die durch untergestellte Spirituslampen erhitzt werden. Die Wärme pflanzt sich von hier aus nach der Mitte des Tischchens fort und wird durch ein darunter angebrachtes Thermometer gemessen, dessen Quecksilbercylinder mehrfach spiralig gewunden ist. — Andere Apparate dieser Art bestehen aus einem platten und länglich viereckigen Blechkasten, der von unten seitlich erwärmt wird, so dass die heisse Luft durch denselben streicht; er hat in der oberen und unteren Wand einen runden Ausschnitt, auf welchen das Präparat zu liegen kommt, und ist mit einem Thermometer versehen. Hierbei läuft man leicht Gefahr, dass, wenigstens im Anfang, die Erwärmung des

Präparats rascher erfolgt als diejenige des Thermometers, so dass man beim Beginn zu niedrige Temperaturangaben erhält (vgl. Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 458).

Bei dem von Herm. Vogelsang (Poggendorff's Annalen CXXXVII. 58) angegebenen höchst zweckmässigen Apparat wird in sinnreicher Weise die Erwärmung der Objecte durch einen vermittels des galvanischen Stroms erhitzten Platindraht bewirkt, welcher über dem ringförmigen Quecksilberbehälter eines Thermometers mehrfach hin und her geschlungen ist und so eine rostähnliche Unterlage für das Präparat gewährt. Die Kupferplatte des aufschraubbaren Tisches ist zur besseren Isolirung noch mit einer Ebonitplatte bedeckt: unmittelbar über dem Diaphragma desselben liegt der Quecksilberring, an welchem jederseits drei Glasknöpfchen zum Festhalten des darüber gewundenen Platindrahts (von 0,4 mm Dicke) angeschmolzen sind; letzterer ist mit zwei stärkern Kupferdrähten verlöthet, welche zu den beiden Electrodenhaltern hinführen, die, um die Beobachtung am wenigsten zu hindern, mit dem Thermometer an der rechten Seite des Tisches liegen. Als seitliche Unterlagen für die Präparate dienen ein paar Stege, welche genau die Höhe bis zu der obern Grenze des Drahtrostes haben müssen. Mit zwei Bunsen'schen Elementen lässt sich die Quecksilbersäule des Thermometers bis zu 200° C. treiben: gewöhnliche Präparate aber gestatten doch über 150° C. hinaus keine Beobachtung mehr, da bei dieser Temperatur selbst alter hartgewordener Canadabalsam ins Kochen geräth. Durch Einschaltung eines geeigneten Rheostaten kann man einerseits die Geschwindigkeit der Temperaturveränderungen nach Belieben regeln, andererseits jeden erreichten Wärmegrad ziemlich unverändert festhalten. — Es ist einleuchtend, dass schon wegen der letzteren Umstände der Vogelsang'sche Apparat vor den anderen den Vorzug verdient. Sowohl das Steigen- als das Sinkenlassen der Temperatur geht bei letzteren nur ausserordentlich langsam von statten, und zudem bietet der erstere viel mehr die Gewissheit dar, dass man wirklich die Temperatur des zu untersuchenden Objects möglichst direct misst. Für die Beurtheilung der Temperaturmessungen ist übrigens zu bemerken, dass die starken Objective mit sehr geringem Focalabstand und breiter flacher Metallfassung um die Linse einen erkaltenden Einfluss auf die Oberfläche des Präparats ausüben; eine bei erhöhter Temperatur eintretende Erscheinung erfolgte z. B. unter Anwendung von Hartnack's Objectiv Nr. 4 (mit ungefähr 3 mm Focalabstand) bei 32° C.; bei Objectiv Nr. 7 (mit nur 0,3 mm Abstand) zeigte sich dieselbe erst bei 34°, und bei Objectiv Nr. 9 (nur mit 0,1 mm Abstand) gar erst bei 41—42°. Der abkühlende Einfluss der genäherten Metallmasse des Mikroskops musste somit durch eine Temperaturerhöhung von 2—10° C. ausgeglichen werden (vgl. W. Engelmann im Archiv f. mikroskop. Anatomie IV. 334).

Einen weiteren Erhitzungsapparat für mineralogisch-mikroskopische Untersuchungen beschrieb R. Brünnée im N. Jahrb. f. Min. 1890. II. 87, wo das Nähere über die Construction nachgesehen werden muss. C. Klein machte (ebendas. 1891. I. 65) Mittheilung über einen von Fuess construirten Erhitzungs-

apparat für Temperaturen bis zu 450°, für ein vertical stehendes Mikroskop und hauptsächlich für die Untersuchung im parallelen polarisirten Licht eingerichtet, bei welchem ein länglich viereckiger Kasten aus Metallblech durch Gas erwärmt wird, welches durch einen Bunsen'schen Spaltbrenner ausströmt. Weiterhin erläutert derselbe (ebendas. 68) einen von Fuess angegebenen Erhitzungsapparat für Temperaturen bis zur hellen Rothgluth, beruhend (ähnlich dem Princip von Vogelsang) auf der Erwärmung zweier das Präparat festhaltender Platinbleche vermittels des Zuleitungsdrahts einer Raub'schen Thermosäule, welche an Elektricität fast dasselbe leistet, was 5—6 Bunsen'sche Elemente üblicher Grösse bewirken. Vgl. auch R. Fuess im N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 406.

Fremde Körperchen, welche nicht zu dem Gegenstand der mikroskopischen Wahrnehmung gehören, aber neben demselben im Gesichtsfeld erscheinen, werden im Ganzen selbst von dem Anfänger bei einiger Überlegung als solche erkannt oder sogar ihrer Natur nach gedeutet. Für den geübten Beobachter so zu sagen gar nicht vorhanden, indem sie, als bekannt und unwesentlich, förmlich unwillkürlich ausser Acht gelassen werden, können sie gleichwohl im Beginn mikroskopischer Studien zu Irrthümern und Täuschungen Anlass bieten. Dazu sind zu rechnen Fasern von Leinwand oder Wolle, Fragmente von Pinselhaaren, Staubpartikel, welche auf dem Objectträger, den Flächen des Dünnschliffs oder der untern Seite des Deckgläschens haften, verschiedene Verunreinigungen, die sich im Canadabalsam befinden, feiner Smirgelschlamm, der in den Höhlungen oder auf den Schliffflächen des Präparats kleben geblieben. Die Luftblasen, welche der Canadabalsam des Präparats mechanisch eingeschlossen enthält, können auch wohl von dem Anfänger als verwunderliche Bestandtheile des Objects selbst erachtet werden oder wenigstens seine Aufmerksamkeit überflüssiger Weise eine Zeit lang in Anspruch nehmen. Ihr Aussehen ist sehr charakteristisch: Bei mittlerer Einstellung des Mikroskops bieten sie sich dar als runde Körperchen mit kleinem rundem hellem Centrum und einem Rande, der nach innen dunkelschwarz und von hellen Ringen unterbrochen, nach aussen dunkelgrau und von Interferenzstreifen eingefasst ist; von den Lichtstrahlen, welche aus dem dichteren Medium des Canadabalsams in das dünnere des Bläschens eintreten, erfahren nämlich bei diesem Übergang alle mit Ausnahme der mittelsten eine so starke Ablenkung, dass sie nicht in das Objectiv gelangen können. Hat man sich aber einmal an unzweifelhaften Vorkommnissen dieser Art absichtlich mit ihrer Erscheinungsweise vertraut gemacht, so wird man gewiss nimmermehr Gefahr laufen, sie zu verkennen oder zu missdeuten.

Ganz plattgedrückte flache Blasen im Canadabalsam mit oft zahlreich verzweigten schlauchförmig gebogenen Verästelungen sehen allerdings beim ersten Anblick recht seltsam aus und können alsdann, irrthümlich mit dem Object selbst in Verbindung gebracht, zu trügerischen Anschauungen geleiten; einmal als solche richtig erkannt, werden sie fernerhin nicht mehr in Versuchung führen.

Die unrichtige Einstellung ist es, welche an sich scharfe Linien, z. B. die Randgrenzen ganzer oder durchschnittener Krystalle sehr oft verdoppelt oder

unmässig verbreitert erscheinen lässt, oder winzigen rundlichen Körperchen einen farbigen Aussenrand verleiht. Bei richtiger Einstellung, für welche diejenige zu gelten hat, bei der das Bild des Objects am kleinsten und seine Begrenzungslinie am zartesten und schmalsten ausfällt, verschwinden diese mehr störenden als beirrenden Erscheinungen.

Der geschickte Wechsel der Einstellung verhilft auch mitunter, wenigstens wo es sich um grössere mikroskopische Gebilde und um gewisse Brechungsgegensätze handelt, zur Lösung der schwierigen Frage, ob irgend ein sphärisches Object ein solides Kügelchen oder ein kugelförmiger Hohlraum, ob ein cylindrisches ein fester nadelförmiger Gegenstand oder ein cylindrischer Hohlraum sei. Eine Luftblase in Canadabalsam, eine Gasblase in Krystallen, überhaupt ein jedes von sphärischen Flächen begrenztes dünneres Mittel, welches von einem dichteren eingeschlossen wird, wirkt gleich einer Concavlinse und erzeugt ein Lichtbild der Blendung, wenn man unterhalb der Äquatorialzone einstellt; jedes sphärisch begrenzte, stärker brechende Mittel wirkt, in einem schwächer brechenden eingeschlossen, wie eine Convexlinse, und das Lichtbild der Blendung wird hervorgebracht, wenn man oberhalb der Äquatorialzone einstellt. Oder wie Welcker sich ausdrückt: »Zeigt ein Object seinen lebhaftesten Glanz beim Erheben des Tubus, so hat man den Tubus auf den Gipfel einer Erhabenheit „hinaufgehoben“; findet sich der Glanz beim Senken des Tubus, so hat man den Tubus in eine Vertiefung „hinabgesenkt“.« Entsprechende Verhältnisse kommen in einer nur durch die Form des Objects veränderten Erscheinungsweise bei cylinderähnlichen Körpern vor.

Wendet man schiefe Beleuchtung anstatt der centralen an, so erfolgt eine Verlegung des Lichtbildes: bei den wie Concavlinsen wirkenden Gebilden (Hohlräumen) erscheint bei niedriger Tubusstellung der Lichtpunkt auf der dem Spiegel abgewandten, der Schatten auf der demselben zugekehrten Seite des mikroskopischen Bildes; bei den Convexlinsen gleichenden (soliden) Körpern zeigt sich bei hoher Tubusstellung umgekehrt der Lichtpunkt auf der dem Spiegel zugekehrten, der Schatten auf der demselben abgewandten Seite. Bei cylinderförmigen Körpern tritt natürlich anstatt eines Lichtpunktes eine Lichtlinie auf.

Bei der Beobachtung im künstlichen Lampenlicht werde dasselbe so geregelt, dass die Beleuchtung des Gesichtsfeldes das nothwendige Maass nicht überschreitet. Da bei den mineralischen Objecten charakteristische Farben ins Spiel kommen, so entspricht eine Petroleumlampe mit möglichst weissem Licht dem Zweck am besten. Nur darf, wie beim Sonnenlicht, kein direct ausstrahlendes, sondern es muss vorher diffundirtes Lampenlicht in den Spiegel treten, ein Erforderniss, welchem eine um die Flamme angebrachte kugelförmige Milchglasglocke Genüge leistet. Für Arbeiten bei Gaslicht kann vor das Instrument (nicht auf die Gaslampe) ein Cylinder aus blauem Kobaltglas gestellt werden, welcher annähernd weisses Tageslicht ersetzt. Recht zweckmässig ist die Mikroskopirlampe von Kochs und Wolz in Bonn, bei welcher durch einen gekrümmten Glasstab das

Licht einer verdeckten Lampe in Folge der Totalreflexion mit voller Stärke fortgeleitet wird und diffus und kalt das Object erleuchtet.

Bei den *Messungen* unter dem Mikroskop handelt es sich um a) lineare Grössen, b) ebene Winkel, c) körperliche Kantenwinkel.

Zum Messen der *Lineargrösse* mikroskopischer Gegenstände eignen sich für die hierher gehörigen Untersuchungen am meisten die Glasmikrometer, wie sie den besseren Instrumenten beigefügt zu sein pflegen; dieselben haben gewöhnlich eine Eintheilung in $\frac{1}{10}$ mm und sind in einem (schwächeren) *Ocular* so eingefügt, dass die Theilung genau von links nach rechts oder von vorne nach hinten geht, entsprechend dem Ocularfadenkreuz. Ihre Theilung und das objective Bild des zu messenden Gegenstandes müssen zugleich und mit derselben Schärfe erblickt werden. Den Instrumenten findet sich die Notiz beigegeben, welcher absoluten Grösse ein Theilstrich des Mikrometers für die verschiedenen Objective entspricht; um ganz sicher zu gehen, muss man aber den angeführten Werth controliren, am einfachsten, indem man ein zweites Glasmikrometer von festgestellter Richtigkeit als Object benutzt und die Abtheilungen des Ocularmikrometers zählt, welche einer vollen Anzahl von Abtheilungen des ersteren entsprechen, also feststellt, in welchem gegenseitigen Verhältniss die beiden Theilungen stehen. Es mögen dann hin und wieder Correcturen vorzunehmen sein, deren Grösse indess bei der jetzigen exacten Ausführung der Mikrometer verschwindend klein gegen diejenige der Fehler ist, welche der Beobachter selbst durch unrichtige Einstellung begeht. Immer muss das Object auf's schärfste eingestellt, der eine Rand desselben mit einem Theilstrich genau in Berührung gebracht und die Messung in der Mitte des Gesichtsfeldes vorgenommen werden. Bei den grösseren Mikroskopen von Nachet ist in sehr zweckmässiger Weise am oberen Ende des Tubus ein Fensterchen angebracht, durch welches vermittels eines Spiegels das Ocularmikrometer hell beleuchtet werden kann.

Die *Objecttisch-Schraubenmikrometer* geben vermöge ihrer Construction zu manchen Fehlern Anlass und erreichen vielleicht nur in seltenen Fällen bei ganz vollendeter Arbeit den erforderlichen Grad von Genauigkeit. Ein richtiges Glasmikrometer mit reinen gleichmässigen Theilstrichen leistet bei unverhältnissmässiger Billigkeit dieselben Dienste wie eines der kostspieligen und complicirten Schraubenmikrometer, sofern es sich nicht um die Messung grösserer Objecte handelt, welche nicht in einem Sehfeld zu überblicken sind.

Die Grösse der Objecte wird jetzt allgemein durch Decimaltheile des Metermaasses ausgedrückt. Um nicht durch die hier gewöhnlich vorkommenden vielen Nullen der Decimalbrüche für mikroskopische Grössen den Ausdruck weniger fasslich und übersichtlich zu machen, zugleich aber denselben zu vereinfachen, hat man wohl eine mikroskopische Einheit angenommen, indem man ein Tausendstel Millimeter = 0,001 mm als 1 mmm (Mikromillimeter, Millimillimeter), auch wohl als 1 Mik. (Mikrometer) bezeichnet. Da die meisten mikroskopischen Objecte, um deren Grösse es sich handelt, weniger als 0,1 mm messen, so reicht man bei dieser Ausdrucksweise mit einer Zahl aus, welche zwei oder höchstens

drei Ziffern enthält. Doch hat sich, wenigstens in Deutschland, diese Schreibmethode noch nicht vielen Eingang verschafft.

Die Messung ebener Winkel pflegt vorgenommen zu werden vermittels eines im Ocular richtig centrirten fixen rechtwinkeligen Spinnweben-Fadenkreuzes und des drehbaren, mit einer Kreistheilung versehenen Objecttisches. In den Durchschnittspunkt des Fadenkreuzes kommt die Spitze des zu messenden Winkels genau so zu liegen, dass der eine Schenkel des Winkels mit einem der beiden Fäden scharf zusammenfällt. Wird nun der Objecttisch so lange um seine Axe gedreht, bis der andere Schenkel des Winkels sich mit dem nämlichen Faden deckt, so ist der beschriebene, auf dem Theilkreis abzulesende Drehungsbogen das Grössenmaass des Winkels. Erforderlich ist dabei, dass sowohl die Spitze des Winkels bei der Umdrehung in der durch den Fadenkreuzungspunkt bezeichneten Axe des Mikroskops verharrt, als auch die Drehungsaxe des Objecttischs genau mit dieser Axe coincidirt, ferner die Ebene, in welcher der Winkel liegt, genau senkrecht zur Drehungsaxe des Tisches, also horizontal liegt. — Weniger üblich ist die Construction, dass das Ocular mitsammt dem Fadenkreuz selbst um seine Axe gedreht und zuerst der eine, dann der andere, festliegende Schenkel des Winkels mit einem Fadenkreuz eingestellt wird; am Ocular ist ein Theilkreis angebracht, der das Maass der Drehung ergibt.

Gelegentlich mag auch hier der von Leeson vorgeschlagenen Einrichtung zur genauen Messung ebener Winkel gedacht werden; sie beruht darauf, dass durch ein doppeltbrechendes Quarzprisma das Object doppelt erblickt wird und vermittels Drehung des Prismas die beiden Bilder in eine charakteristische gegenseitig abweichende Stellung gebracht werden können, deren Verschiedenheit die Grösse des gesuchten Winkels ergibt. Vgl. auch G. Wulff »Methode die ebenen Winkel mit dem Mikroskop zu messen«, Z. f. Kryst. XVIII. 1891. 277.

Übrigens kann man auch in manchen Fällen an geradlinigen Figuren die ebenen Winkel berechnen, nachdem mit dem Ocularmikrometer die Länge ihrer Seiten und Diagonalen gemessen worden sind. Weitere Messungen können eventuell auch an bildlichen Reproductionen vorgenommen werden, indem man z. B. vermittels einer Camera lucida oder eines Sömmering'schen Spiegelchens das Bild des Krystalls auf ein Blatt Papier wirft; werden nun drei Punkte bezeichnet, wovon je einer auf einem der beiden Schenkel, der dritte im Winkelpunkte des zu messenden Winkels liegt, so kann man, nachdem mit einem Lineal die Schenkel des Winkels ausgezogen sind, mit einem Gradbogen die Grösse desselben ausmessen. Auf diese Weise ist auch die Neigung zweier Flächen messbar, welche nicht unmittelbar zum gegenseitigen Durchschnitt kommen: man verlängert einfach die dieselben darstellenden Linien, bis sie in einem Punkte zusammenstossen, der alsdann der Winkelpunkt ist. — Selbstverständlich kann hierzu auch eine Photographie des Objectes dienen.

Die Messung der körperlichen Kantenwinkel unter dem Mikroskop ist meist eine missliche Sache, die selten zu einer befriedigenden Ausführung kommt, weshalb auch hier blos Andeutungen darüber gegeben werden sollen.

Steht die zu messende Kante ganz genau senkrecht, so dass sie mit der optischen Axe des Mikroskops zusammenfallend nur als Projectionspunkt erscheint, und die beiden Flächen, deren Neigung ermittelt werden soll, auch nicht zum kleinsten Theile als solche selbst sichtbar sind, sondern sich nur als Linien darstellen, dann ist der Neigungswinkel leicht und genau zu messen. Die relativ grosse Seltenheit dieses Falles leuchtet von selbst ein.

Von G. Wertheim stammt eine Abhandlung: Über eine am zusammengesetzten Mikroskop angebrachte Vorrichtung zum Zweck der Messung in der Tiefenrichtung und eine hierauf gegründete neue Methode der Krystallbestimmung (Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 45. 1862. 157). Die hierbei ins Spiel kommenden Messungen verticaler Distanzen sind kaum mit der erforderlichen Genauigkeit auszuführen. — In ähnlicher Weise beruht eine von Thoulet (Bull. soc. min. I. 1878. 68) hervorgehobene Methode darauf, dass man die Kanten eines unregelmässigen Tetraëders berechnen kann, wenn die Längen derselben durch Messung gefunden und daraus die ebenen Winkel seiner Flächen hergeleitet worden sind. Das allgemeine Verfahren ist, wie folgt: Auf dem in ganz beliebiger Lage unter dem Mikroskop befindlichen Krystall wählt man vier leicht wiederzuerkennende Stellen aus, von denen zwei auf der zu messenden Kante, die beiden anderen auf je einer der sie bildenden Flächen gelegen sind. Darauf misst man die horizontalen Entfernungen dieser vier Punkte mit einem Ocularglasmikrometer, ihre verticalen Distanzen durch die Drehung der Mikrometerschraube. Zur Controle der linearen Distanzen kann man das Ocular durch eine Camera lucida ersetzen und den Krystall mit jenen vier Punkten und dem Maassstab der Mikrometerscala zeichnen. Für die weit mehr einer Controlirung bedürftigen verticalen Distanzmessungen wird eine solche nicht angegeben. Nun kennt man die Seiten des Tetraëders, dessen Ecken von den erwähnten vier Punkten bestimmt sind und kann daraus die ebenen Winkel dreier der dreiseitigen Flächen desselben sowie schliesslich das von diesen gebildete sphärische Dreieck berechnen, dessen eine Kante die gesuchte Krystallkante ist. — Vgl. auch noch Krysiński »Über ein neues Ocularmikrometer und dessen Anwendung in der mikroskopischen Krystallographie« Z. f. Krystallogr. XIV. 1888. 17.

Der bei der goniometrischen Untersuchung mikroskopischer Krystalle bestehenden Schwierigkeit, dieselbe beliebig zu orientiren, suchte Bertrand dadurch zu begegnen, dass er das Kryställchen in beliebiger Stellung auf der Fläche eines kleinen Glaswürfels befestigte, welcher auf dem drehbaren Objecttisch so gerichtet ist, dass eine Kante genau von vorne nach hinten läuft. Jede Fläche des Krystalls wird nun in ihrer Verlängerung auf den drei in einer Ecke zusammenstossenden Glaswürfel-Flächen drei Tracen bilden, welche mit den Würfelkanten sechs paarweise complementäre Winkel einschliessen. Misst man nun für zwei Krystallflächen, deren gegenseitige Neigung gesucht wird, jene Winkel ihrer Tracen mit den Würfelkanten, so kennt man für beide die Neigungen gegen die Würfelflächen und kann hieraus die gesuchte gegenseitige Neigung berechnen (Comptes rendus LXXXV. 1877. 1175; Bull. soc. minér. I. 1878. 22. 96; vgl.

das ausführliche Excerpt der Abhandlung in Z. f. Kryst. III. 1879. 642, wo der Referent im Hinblick auf die Complicirtheit der Methode mit Recht hervorhebt, dass Krystalle, welche gestatten, sie isolirt zu befestigen, meist auch mit dem Reflexionsgoniometer in der üblichen Weise noch gemessen werden können). — Brögger konnte Messungen von mikroskopischen Krystallen vornehmen, indem er jene feste Verbindung eines Mikroskops mit einem Goniometer, wie sie in dem Hirschwald'schen sog. Mikroskopgoniometer (vgl. darüber Neues Jahrb. f. Min. 1879. 301 und 359; 1880. 156; Z. f. Kryst. IV. 219; VIII. 16) vorliegt, benutzte, den Krystall durch ein zweites, horizontal gestelltes schwaches Mikroskop beleuchtete und die Flächen der unter dem ersteren verticalen Mikroskop justirten Zone auf Schimmer einstellte (Z. f. Kryst. IX. 1884. 225). Vgl. auch Schrauf über die Combination von Mikroskop und Reflexionsgoniometer zum Behuf von Winkelmessungen, ebendas. XX. 1892. 90.

Mikroskopisch-optische Untersuchung.

Von besonderer Wichtigkeit für Erkennung und Studium der Gesteine und ihrer Gemengtheile sind deren optische Eigenschaften, und namentlich die Erscheinungen, welche sie an den Dünnschliffen im polarisirten Licht kundgeben. Eine eingehende Auseinandersetzung der optischen Verhältnisse überhaupt, eine physikalisch-mathematische Begründung der betreffenden Phänomene liegt natürlicherweise gänzlich ausserhalb der Zwecke, welche dieses Lehrbuch verfolgt; an dieser Stelle können nur nach Vorausschickung einiger allgemein bekannter orientirender Hauptsätze diejenigen specielleren optischen Beziehungen kurz hervorgehoben werden, welche bei den petrographischen Untersuchungen zur Geltung kommen und zur genauen Feststellung der krystallographischen Verhältnisse, sowie zur Diagnose überhaupt verwerthbar sind.

Allgemeine Verhältnisse der Lichtbrechung. Es ist bekannt, dass ein Lichtstrahl bei seinem Eintritt aus der Luft in ein pellucides Mineral vermöge seiner veränderten Fortpflanzungsgeschwindigkeit eine Ablenkung von seiner Richtung, eine Brechung oder Refraction erleidet, sobald er nicht rechtwinkelig auf die Trennungsfläche beider Medien einfällt. Die Winkel, welche der so auffallende und der gebrochene Strahl mit einer zur Oberfläche des Minerals senkrechten Geraden bilden — der Einfallswinkel (i) und der Brechungswinkel (r) — haben stets für eine und dieselbe Substanz ein constantes Verhältniss der Sinus, welches man Brechungsexponent oder Brechungsindex oder Brechungsquotient (μ oder n) nennt, indem $\frac{\sin i}{\sin r} = n$. Derselbe beträgt z. B. für Steinsalz 1,498, d. h. wenn ein Lichtstrahl aus der Luft in Steinsalz eintritt, so ist der Sinus des Einfallswinkels 1,498 mal grösser als der Sinus des Brechungswinkels. Beim Granat, in welchem die Strahlen stärker gebrochen oder abgelenkt werden, welcher ein optisch dichteres Medium darstellt, ist er 1,815, beim Diamant 2,419 u. s. w. Für die allermeisten starren Mineralmedien liegt der Brechungsexponent

zwischen 1 und 2. Die Lichtgeschwindigkeiten verhalten sich umgekehrt wie die Brechungsquotienten. Der Brechungsquotient ändert sich übrigens nicht nur mit der Substanz, sondern auch mit der Farbe, d. h. mit der Wellenlänge des einfallenden Lichtstrahls und zwar ist die Grösse der Brechung umgekehrt proportional der Wellenlänge; für violette Strahlen ist daher n grösser als für rothe. Diese Erscheinung heisst die Dispersion des Lichtes oder die Farbenzerstreuung und die Grösse derselben ist abweichend für verschiedene Medien.

Da der Brechungsexponent n (worunter derjenige des Minerals gegenüber der Luft verstanden wird) eine Constante ist, so kann er zur Bestimmung einer Substanz verwerthet werden.

Dass Grenzen zwischen zwei einander berührenden oder umhüllenden gleichmässig farblosen oder farbigen Substanzen überhaupt wahrgenommen werden, kommt davon her, dass sie abweichenden Brechungsexponenten besitzen; hätten sie bei gleicher Farbe genau gleichen Brechungsexponenten, so wären gegenseitige Begrenzungen gar nicht sichtbar. Sollen daher die äusseren Contouren einer Substanz möglichst scharf hervortreten, so bringt man sie in ein Medium, dessen Brechungsexponent möglichst stark abweicht, z. B. in Luft oder Wasser.

Schliesst man einen Mineralkörper in eine umhüllende Substanz ein, welche einen grösseren oder fast gleichen Brechungsexponenten besitzt, oder bedeckt ihn mit einer solchen, so wird er eine glatte und ebene Oberfläche zeigen, da alle aus der letzteren austretenden Strahlen in die Umhüllungssubstanz übergehen können. Wenn es aber umgekehrt das eingeschlossene oder überdeckte Mineral ist, welches die stärkere Lichtbrechung besitzt, so wird seine Oberfläche rauh, runzelig, wie man sagt, chagrinirt, aussehen. So muss es geschehen, dass ein und dasselbe Mineral, von verschieden stark lichtbrechenden Substanzen bedeckt (z. B. von Wasser, Ölen, Harzen wie Canadabalsam) in der einen eine mehr oder weniger glatte, in der anderen eine mehr oder weniger rauhe Oberfläche zeigt. Kennt man den Brechungsexponenten der umhüllenden Substanz, so ist daher ein Schluss auf denjenigen des Minerals selbst möglich; ja man kann n des Minerals annäherungsweise als Zahlengrösse selbst bestimmen, wenn man dasselbe nach einander in immer stärker lichtbrechenden Flüssigkeiten, deren Brechungsexponent bekannt ist, bis zu dem Punkte untersucht, wo das chagrinirte Ansehen seiner Oberfläche verschwindet (Thoulet, Bull. soc. min. III. 1880. 62); (vgl. auch E. Bertrand, ebendas. XI. 1888. 31). Je grösser der Unterschied in den Brechungsexponenten ist, desto dunkler umrandet muss ein stärker brechender Körper gegen einen schwächer brechenden erscheinen.

Stark lichtbrechende Mineralien (z. B. Zirkon mit $n = 1{,}972$, Titanit mit $n = 1{,}930$ u. s. w.) treten in den Gesteinsdünnschliffen auf charakteristische Weise scheinbar mit ihren oberen Flächen etwas reliefartig aus der Nachbarschaft der weniger stark lichtbrechenden hervor, indem sie gewissermassen etwas dicker erscheinen. Theoretisch sollte allerdings gerade eine Lamelle um so dünner erscheinen, je grösser ihr Brechungsexponent ist. Aber weil mit starker Lichtbrechung eine grellere hellere Beleuchtung und ein breiterer Totalreflexionsrand

verbunden ist, als mit schwacher, scheint hier die Oberfläche näher gerückt, und ausserdem erzeugt die Thatsache, dass die Unterflächen stärker gehoben erscheinen, die Vorstellung, dass auch die Oberflächen sich reliefartig herausheben.

Handelt es sich aber nicht um Sichtbarmachung der Contouren, sondern darum, einer eingeschlossenen Substanz den möglichst hohen Grad von innerlicher Durchsichtigkeit in allen ihren Theilen zu geben, um die Einzelheiten der internen Beschaffenheit bestens erkennen zu können, so hüllt man sie gerade in ein Medium von möglichst übereinstimmendem Brechungsexponenten (Harze, wie Canadabalsam, Öle, oder andere stark lichtbrechende Flüssigkeiten); vgl. Sorby im Monthly microscopical journal, März 1877.

Im Folgenden sind die Brechungsexponenten für einige Flüssigkeiten (gelbes Licht) aufgeführt:

Wasser 1,34. Alkohol 1,36. Glycerin 1,46. Olivenöl 1,47. Bucheckernöl 1,50.
Aethylenbromid (20°) 1,5381. Nelkenöl 1,54. Anisöl 1,5725. Bittermandelöl 1,60.
Cassiaöl 1,606. Schwefelkohlenstoff (20°) 1,6274, sehr flüchtig.
Phenylthiocarbimid 1,654.
Phenylsenföl (13°) 1,6504, schnell verdunstend, unangenehm riechend.
Monobromnaphthalin (16°) 1,6585, hell gelb gefärbt, nachher sich bräunend, aber klar bleibend.
Phosphortribromid (25°) 1,6866, wasserklar.
Cadmiumborowolframiat (sog. Klein'sche Lösung) 1,70.
Kaliumquecksilberjodidlösung (sog. Thoulet'sche Lösung) (beim sp. G. 3,117 und 18°) 1,7167, leicht Wasser anziehend.
Baryumquecksilberjodidlösung (sog. Rohrbach'sche Lösung) (23°) 1,7928.
Methylenjodid (18°) 1,755.
Arsenbromür (24°) 1,781.
Salpetersaures Quecksilberjodid 1,80.
Lösung von Jod und Schwefel in Methylenjodid, über 1,85.
Quecksilbermethyl 1,93.
Lösung von Jod und Phosphor in Methylenjodid, bis 1,95.
Phenylsulfid 1,95.
Phosphor gelöst in Schwefelkohlenstoff bis 1,95, durch Filtriren wasserklar.
Quecksilberjodid gelöst in Anilin und Chinolin ca. 2,2.
Der Brechungsexponent des Canadabalsams ist 1,549.

Die genaue Ermittelung des Brechungsexponenten kann auf verschiedenen Wegen vorgenommen werden, von denen sich allerdings derjenige durch das bekannte Verfahren der Messung an einem aus der Substanz geschliffenen Prisma (und Einstellung auf das Minimum der Ablenkung), nur schwer an dem Material, wie es bei petrographischen Untersuchungen vorliegt, einschlagen lässt. Ein weiteres Verfahren gründet sich auf die Totalreflexion; einen Apparat für diese letztere Methode beschrieb F. Kohlrausch in Ann. d. Phys. u. Chemie IV. 1878. 1; vgl. Z. f. Kryst. II. 1878. 100. Das Verfahren beruht darauf, dass man aus der Beobachtung des Grenzwinkels der totalen Reflexion auf einer ebenen Fläche einer in Schwefelkohlenstoff getauchten Substanz die Brechungsindices der letzteren bestimmen kann, sofern dieselben kleiner sind als die des Schwefelkohlenstoffs bei derselben Temperatur. Anstatt des Schwefelkohlenstoffs kann auch eine

andere stark lichtbrechende Flüssigkeit, Kaliumquecksilberjodid oder Monobromnaphthalin verwandt werden. Über Einrichtung und Benutzung des Apparats s. auch Fock in Z. f. Kryst. IV. 1880. 588. Eine zweckmässige Modification desselben wurde von Klein vorgenommen (N. Jahrb. f. Min. 1879. 880), während Liebisch angab, wie man auch ein Reflexionsgoniometer zu dem gleichen Gebrauch einrichten kann, und Bauer hervorhob, wie auch der bei dem Fuess'schen sog. Universalinstrument vorhandene Axenwinkelmessungsapparat fast ohne weitere Veränderungen als Totalreflectometer zu benutzen ist (N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 132). Über eine Abänderung des Verfahrens siehe Feuszner in Z. f. Kryst. VII. 1883. 505. — Vgl. auch Ch. Soret über ein Refractometer zur Messung der Brechungsexponenten und der Dispersion in Z. f. Kryst. VII. 1883. 529. — Thoulet gab einen complicirten Apparat an, um die Kohlrausch'sche Methode der Bestimmung des Brechungsexponenten auch unter dem Mikroskop ausführen zu können (Bull. soc. min. VI. 1883. 184). — Eine andere Construction des Totalreflectometers als die von Kohlrausch herstammende ist von Pulfrich angegeben worden (C. Pulfrich, das Totalreflectometer, Leipzig 1890); dieselbe gestattet die drei Hauptbrechungsindices nicht nur an den drei Hauptschnitten, sondern im Einklang mit Soret's theoretischem Nachweis, an jeder beliebigen Schnittebene zu bestimmen.

Zur raschen und angenäherten Bestimmung des Brechungsexponenten construirte E. Bertrand (Bull. soc. minér. VIII. 1885. 375) ein neues Refractometer, bestehend aus einem Metallrohr, in welchem ein zweites mit einer Ocularlinse von 2 cm Durchmesser und 4 cm Brennweite verschiebbar ist. Das andere Ende des Rohres ist unter 30° zu seiner Axe schief abgeschnitten und durch eine Metallplatte geschlossen, welche in der Mitte eine halbkugelförmige Linse, $r = 5$ mm, von starkbrechendem Flintglas trägt, deren ebene Fläche mit der äusseren Ebene der Deckplatte zusammenfällt. In der Focalebene derselben befindet sich im Inneren des Rohres ein Mikrometer auf Glas, in $\frac{1}{10}$ mm getheilt, und eine durch ein mattes Glas geschlossene Öffnung gegenüber dem Ocular lässt Licht in den Apparat auf die Linse einfallen. Bringt man einen Flüssigkeitstropfen auf die ebene Fläche der halbkugelförmigen Linse, so erblickt man die Grenze der totalen Reflexion im Gesichtsfeld an der dem Brechungsindex der Flüssigkeit entsprechenden Stelle, welche man am Mikrometer ablesen kann. Um den Brechungsexponenten fester Körper zu bestimmen, legt man eine ebene und polirte Fläche derselben an die Linse und bringt einen Tropfen einer stärker brechenden Flüssigkeit dazwischen. Je höher der Brechungsexponent des Minerals ist, desto grösser ist der an dem Mikrometer ablesbare Theil des Gesichtsfeldes, welcher dunkel erscheint. Am besten graduirt man den Apparat durch eine Anzahl Substanzen mit bekanntem Brechungsindex und erhält so eine Tabelle für die jedem Theilstrich des Mikrometers entsprechenden Zahlen. Die Genauigkeit beträgt mindestens 2 Decimalen, so dass man z. B. ohne Schwierigkeit Sylvin von Steinsalz unterscheiden kann.

Ein noch anderes Refractometer zu petrographischen Zwecken wurde von

E. Bertrand wenig später angegeben (Bull. soc. minér. IX. 1886. 15). Das Stativ des Instrumentes trägt einerseits ein Goniometer mit horizontaler Axe, an welcher sich der Objectträger mit einer halbkugelförmigen Flintglaslinse befindet, andererseits ein unter 45° geneigtes Mikroskop, dessen Axe normal zu der des Goniometers ist und durch die Mitte jener Linse hindurchgeht. Das Objectiv des Mikroskops besteht nur aus einer achromatischen Linse von 30 mm Brennweite und dicht über derselben befindet sich ein Diaphragma in Gestalt eines horizontalen Spaltes; über dem festen Ocular ist ein Nicol angebracht. Wird nun mittels eines federnden Theiles, welcher zugleich den Polarisator trägt, ein Gesteinsschliff nach Zwischenfügung eines Tropfens Immersionsflüssigkeit, gegen die ebene Fläche der halbkugelförmigen Linse gedrückt, und dann die Goniometeraxe derart gedreht, dass die sphärische Linsenfläche dem Mikroskop zugekehrt ist, so beobachtet man in letzterem das Object ebenso, wie in einem gewöhnlichen Mikroskop und kann ein Mineral, dessen Brechungsindex man bestimmen will, einstellen. Derselbe wird gefunden durch Einstellen des Winkels der totalen Reflexion der von einem vorgestellten Licht ausgehenden Strahlen. Erreicht man die Grenze der totalen Reflexion des Minerals zum Glas der halbkugeligen Linse, so ist der obere Theil des Minerals hell, der untere dunkel und man kann die Grenzlinie in das Fadenkreuz führen. Zur Untersuchung eines isolirten Minerals wird ein Objectiv von 20 mm Brennweite ohne Diaphragma angewendet und dasselbe auf den Brennpunkt der halbkugeligen Linse eingestellt. Weitere Angaben über das Instrument machte Mallard ebendas. 167, sowie Bertrand selbst (ebendas. X. 1887. 140). — Vgl. auch Mühlheims »Über eine neue Art der Axenwinkelmessung und über die Bestimmung von Brechungsexponenten nach der Methode der Totalreflexion« in Z. f. Kryst. XIV. 1888. 202.

Schon 1767 gab der Herzog von Chaulnes eine Methode an, wie sich vermittels eines Mikroskops der Brechungsexponent planparalleler Mineralplättchen von einfacher Brechung bestimmen lässt; dieselbe wurde späterhin durch Sorby wesentlich ausgebaut und vervollständigt (Mineralogical Magazine April 1878 und September 1878). Sie beruht darauf, dass die Brennweite eines Mikroskops sich verändert, wenn zwischen das Object und den Brennpunkt eine planparallele durchsichtige Platte eingeschoben wird. Wird der Focus eines Mikroskop-Objectivs scharf auf irgend einen bestimmten Punkt eingestellt (z. B. eine Mikrophotographie oder eine Mikrometertheilung auf Glas) und schiebt man dann ein planparalleles einfach brechendes Mineralpräparat zwischen diesen Punkt und das Objectiv, so wird der zuvor sichtbar gewesene Gegenstand nicht mehr oder nicht mehr deutlich erkennbar sein, aber dann wieder mit der früheren Schärfe erblickt werden, wenn das Objectiv durch eine Verschiebung des Tubus um eine bestimmte Grösse gehoben wird. Diese Grösse der Hebung v ist abhängig von der Dicke der eingeschobenen Platte d und ihrem Brechungsexponenten n nach der Gleichung

$$n = \frac{d}{d - v}.$$

Die Dicke der Platte kann mit einem Sphärometer bestimmt, die Grösse der

Verticalbewegung an einer Kreistheilung der zu drehenden Mikrometerschraube abgelesen werden; ist z. B. die Scheibe am Rande in 500 Theile getheilt und entspricht einer ganzen Umdrehung der Scheibe eine Hebung (oder Senkung) des Tubus von 0,5 mm, so entspricht die Drehung um 1 Theilstrich einer Verticalverschiebung von 0,001 mm. — Die Dicke der Platte kann aber auch in demselben Maassstabe, durch Drehung der Mikrometerschraube erhalten werden (M. Bauer in Min. u. petr. Mitth. 1878. I. 29). Um diesen Ausdruck zu gewinnen, wird wieder das Objectiv auf einen Punkt (ein Staubtheilchen oder dergl.) an der unteren Fläche der zu untersuchenden Platte und sodann auf einen Punkt an der Oberfläche derselben eingestellt. Die dazu erforderliche Drehung der Mikrometerschraube gibt nun aber nicht die wirkliche Dicke d, sondern nur die scheinbare (durch sie selbst hindurch gemessene) Dicke δ der Platte an, da offenbar ein Punkt auf der Unterfläche der Platte, durch diese erblickt, um ebensoviel gehoben wird, wie es bei der ersten Bestimmung mit dem Probeobject der Fall war. Es ist also die wirkliche Dicke gleich der scheinbaren Dicke plus v, $d = \delta + v$. Wird dies in obige Gleichung eingesetzt, so erhält man $n = \frac{\delta + v}{\delta}$, d. h. der Brechungsexponent ist gleich der Summe der scheinbaren Plattendicke und der erstmaligen Tubusverschiebung, dividirt durch die scheinbare Plattendicke, alles angegeben durch Drehungen der Mikrometerschraube. — Als vortheilhaftes Signal empfahl Rosenbusch eine mikroskopische Photographie auf Glas, etwa diejenige eines Zeitungsausschnittes mit verschieden grossen Lettern. Statt das Präparat direct auf das Signal zu legen, schlug er vor, das letztere mit etwas Wachs unter dem Polarisator festzukleben und auf das verkleinerte Bild einzustellen, welches die Condensatorlinse über dem Polarisator von dem Signal entwirft; man kann dieses Bild durch Heben oder Senken des Polarisators in die geeignete Höhe verlegen. — Ist das zu untersuchende Blättchen isolirt, so kann man die Bestimmung auch innerhalb einer Flüssigkeit von bekanntem Brechungsexponenten vornehmen, durch welche hindurch das Signal ebenso scharf gesehen wird, wie durch das untersuchte Blättchen, z. B. in einer Lösung von Kaliumquecksilberjodid und Wasser, deren Brechungsexponent mit der Concentration in weiten Grenzen schwankt ($n =$ 1,330—1,726).

Für Bestimmungen der Brechungsexponenten in Dünnschliffen, wo die Lamellen zwischen Canadabalsam und Glas liegen, kann man nach Rosenbusch auch so verfahren, dass man den (aus dem Vorhergehenden sich ergebenden) Satz benutzt, dass die scheinbaren Dicken zweier gleich dicker Lamellen sich umgekehrt wie ihre Brechungsexponenten verhalten: $n : n' = \delta' : \delta$, also $n' = \frac{n\delta}{\delta'}$. Man stellt auf demselben Glas neben dem Dünnschliff der zu untersuchenden Lamelle einen Dünnschliff von genau gleicher Dicke aus einer Substanz von bekanntem n her, oder benutzt eine in demselben Schliff vorhandene bekannte Substanz oder endlich man bedient sich des randlichen Canadabalsams selbst, wenn dessen Brechungsexponent bekannt ist, bestimmt in der oben ange-

gebenen Weise die scheinbare Dicke δ' der zu untersuchenden Lamelle, darauf den Unterschied D zwischen der Einstellung auf das Probeobject, gesehen durch die zu untersuchende und gesehen durch die bekannte Lamelle und hat, da diese Differenz positiv oder negativ sein kann, je nachdem die zu untersuchende Lamelle stärker oder schwächer lichtbrechend ist, als die bekannte Lamelle, für den zu ermittelnden Brechungsexponenten $n' = n \frac{\delta' \pm D}{\delta'}$.

Ein anderes hin und wieder ausführbares Verfahren wurde von Bertin angegeben (Annal. chim. et phys. (3) XXVI. 288). Auf die Platte, für welche n bestimmt werden soll, legt man ein Glasmikrometer und misst dessen Vergrösserung G bei voll ausgezogenem Ocular. Wird nun, bei unverändertem Objectiv, das Mikrometer unter die Platte gelegt, so muss, um die Mikrometertheilung wieder zu sehen, das Ocular gesenkt werden; dabei aber wird die Messung der Vergrösserung ein anderes Resultat ergeben, g. Wenn man nun bei abermals unverändert belassenem Objectiv die Platte ganz wegnimmt, so wird man, um die Mikrometertheilung zu sehen, noch einmal das Ocular senken müssen und bei Messung die Vergrösserung wiederum anders finden, nämlich γ. Der Brechungsexponent der Platte folgt dann aus der Gleichung $n = \frac{g}{\gamma} \cdot \frac{G - \gamma}{G - g}$.

Einfache und doppelte Strahlenbrechung. Die meisten Krystalle zeigen jedoch diese Brechung des Lichtes in der Weise, dass der in sie einfallende Lichtstrahl zugleich einer Bifurcation oder einer Theilung in zwei verschieden stark abgelenkte Strahlen unterliegt, von welchen zwar oft der eine den Gesetzen der gewöhnlichen Brechung, der andere aber ganz eigenthümlichen Gesetzen unterworfen ist; weshalb man jenen den ordentlichen Strahl, diesen den ausserordentlichen Strahl nennt, und beide durch die Buchstaben O und E unterscheidet.

Die Krystalle des regulären Systems sind allein hiervon ausgenommen, sie zeigen keine Doppelbrechung des Lichtes. In ihnen ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit desselben und demzufolge auch die Elasticität des Äthers nach allen Richtungen hin die gleiche, keine Direction hat vor einer anderen etwas voraus und sie verhalten sich in dieser optischen Hinsicht wie amorphe, überhaupt unkrystallinische Körper. Diese einfach brechenden Medien (reguläre Krystalle und amorphe Substanzen) heissen auch isotrope. Die Krystalle der übrigen Systeme dagegen, bei welchen nicht alle Axen gleichwerthig sind, zeichnen sich dadurch aus, dass sich in ihnen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes mit der Richtung ändert, sie besitzen die Eigenschaft der Doppelbrechung und heissen auch anisotrope. Diese Doppelbrechung kann allerdings nur selten, wie z. B. bei dem isländischen Kalkspath, unmittelbar wahrgenommen werden und ihr Dasein wird gewöhnlich nur auf Grund anderer, mit ihr zusammenhängender optischer Reactionen erkannt. Die Doppelbrechung eines Minerals ist natürlich um so stärker, je grösser die Differenz zwischen den Brechungsexponenten der beiden Strahlen ist.

Indem in den isotropen Medien dio Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes nur abhängig ist von seiner Schwingnngszahl (oder Wellenlänge) nnd von der Natur der Snbstanz, dagegen unabhängig von der Fortpflanznngsrichtnng, stellt die optisehe Elasticitätsfläche hier eine Kugel dar; d. h., wenn in einem Punkt eines isotropen Mediums einc Lichtbewegung crregt wird, so pflanzt dieselbe sich radial in das umgebende Medinm derart fort, dass zn einer bestimmten Zeit ein gleieher Bewegungszustand an allen denjenigen Punkten herrscht, welche auf einer Kugeloberfläche liegen, deren Centrnm der Erregungspnnkt ist.

Optische Axen. In jedem doppeltbrechenden Krystall gibt es jedoch entweder eine Richtnng oder zwei Riehtungen, nach welchen ein hindurchgehender Liehtstrahl keine Doppelbrechnng erfährt, sondern nngetheilt bleibt. Diese Richtungen nennt man die optisehen Axen, und unterscheidet demgemäss optisch-einaxige und optisch-zweiaxige Krystalle. — Die Krystalle des tetragonalen nnd hexagonalen Systems sind optisch-einaxig, die rhombischen, monoklinen, triklinen Krystalle optisch-zweiaxig. So stehen also die Erscheinungen der Doppelbreehnng nicht nnr mit den Krystallsystemen, sondern anch mit deren Hauptabtheilnngen in genanem Zusammenhang.

Die Erscheinnngen der Doppelbrechung in den damit ausgestatteten optisch-anisotropen Krystallen erweisen, dass in ihnen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes nieht nnr von der Wellenlänge und der Substanz, sondern im Allgemeinen auch noch von der Richtung abhängig ist, in welcher sich die Bewegung fortpflanzt; indem also in ihnen die Elasticität des Lichtäthers nach verschiedenen Richtungen eine abweiehende ist, setzt man demznfolge gewisse Richtungen grösserer oder kleinerer Äther-Elasticität in denselben voraus, welche man als die optischen Elasticitätsaxen bezeichnet. — Die optischen Axen nnd die Elastieitätsaxen sind in den Krystall-Individuen stets entsprechend der Symmetrie des inneren Banes derselben orientirt.

Optisch-einaxige Krystalle. In ihnen geht die optische Axe, nach welcher keine Doppelbrechung des durchlaufenden Lichtstrahls erfolgt, parallel der krystallographischen Hauptaxe c, während in jeder anderen Riehtung Doppelbrechung stattfindet. Dies verweist darauf, dass in diesen Krystallen die Äther-Elasticität in der Direction der Hanptaxe versehieden ist von der in allen anderen Richtungen; wie aber die krystallographischen Nebenaxen a sowohl im tetragonalen als hexagonalen System gleiehwerthig sind, so geschieht es anch hier, dass senkrecht zu der Hanptaxe nach allen Richtungen hin die gleiche Elasticität wirkt und der Krystall optisch gleich beschaffen ist. Die Elasticität, welche mit der Hauptaxe znsammenfällt, ist entweder grösser oder kleiner als die darauf senkrecht wirkende. Man bezeichnet die Axe der grössten Elastieität mit $\mathfrak{a}$, die der kleinsten mit $\mathfrak{c}$.

Der ordentliche Strahl pflanzt sich in diesen Krystallen naeh allen Riehtnngen hin mit gleicher Geschwindigkeit fort und deshalb ist sein Brechnngsexponent stets constant, seine Wellenoberfläche eine Kugel; der Brechnngsexponent für den ausserordentlichen Strahl ist variirend je nach der Richtung, in welcher

dieser den Krystall durchläuft, seine Wellenoberfläche ein Rotationsellipsoid; geht er senkrecht zur Hauptaxe hindurch, so ist die Differenz zwischen beiden Exponenten am grössten, sie nimmt ab mit dem Winkel, welcher mit der Hauptaxe gebildet wird, und parallel mit der Hauptaxe (in welcher Richtung ja beide Strahlen in einen zusammenfallen) ist der Brechungsexponent von E gleich dem von O. Man bezeichnet den Brechungsexponenten von O mit ω, denjenigen des ausserordentlichen Strahls, welcher sich senkrecht zur Hauptaxe fortpflanzt, mit ε. — Selbstverständlich sind sowohl ω als ε abhängig von der Wellenlänge und ihr Werth wechselt daher mit der Farbe des Lichtes. — Die optische Axe muss aber, als krystallographische Hauptsymmetrieaxe ihrer Richtung nach fixirt, für jede Lichtart oder Farbe dieselbe Lage haben, sie kann keine Dispersion zeigen.

Nennt man $\mathfrak{o}$ die Geschwindigkeit des ordentlichen Strahls und $\mathfrak{e}$ die Geschwindigkeit desjenigen ausserordentlichen Strahls, welcher sich in der Richtung senkrecht zur optischen Axe fortbewegt, so ist $\mathfrak{o} = \frac{1}{\omega}$ und $\mathfrak{e} = \frac{1}{\varepsilon}$. Man unterscheidet nun die doppeltbrechenden einaxigen Krystalle als:

positive (attractive), wenn in ihnen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Richtung der Hauptaxe grösser ist als in der Richtung senkrecht dazu; in ihnen ist daher $\mathfrak{o} > \mathfrak{e}$ und $\varepsilon > \omega$; hierher gehört z. B. der Quarz, bei welchem $\omega = 1{,}548$ und ε (senkrecht auf die Hauptaxe) $= 1{,}558$. Bei diesen positiven Krystallen ist die Elasticität des Äthers in der Richtung der Hauptaxe ein Minimum und $c = \mathfrak{c}$. Sie besitzen als innere Wellenfläche ein nach der optischen Axe in die Länge gestrecktes Rotationsellipsoid (für E), als äussere eine Kugel (für O), welche sich beide an den Enden der hier $\mathfrak{c}$ entsprechenden Hauptaxe berühren;

negative (repulsive), wenn in den Krystallen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Richtung der Hauptaxe kleiner ist, als in der Richtung senkrecht dazu; in ihnen ist also $\mathfrak{o} < \mathfrak{e}$ und $\omega > \varepsilon$; z. B. der Kalkspath, bei welchem $\omega = 1{,}654$ und ε (senkrecht auf die Hauptaxe) $= 1{,}483$. Bei den negativen Krystallen ist die Äther-Elasticität in der Richtung der Hauptaxe ein Maximum und $c = \mathfrak{a}$. Bei ihnen stellt die innere Wellenfläche eine Kugel dar (für O), die äussere ein senkrecht auf die optische Axe abgeplattetes Rotationsellipsoid (für E), welche sich beide an den Enden der Hauptaxe berühren, die hier $\mathfrak{a}$ entspricht. — Dieser Gegensatz zwischen positiv und negativ bedingt den sog. »optischen Charakter«.

Für jede Krystall- oder Spaltungsfläche, welche als Eintrittsfläche des Lichtes dient, versteht man unter dem optischen Hauptschnitt diejenige Ebene, welche auf solcher Fläche normal und zugleich der optischen Axe parallel ist. Der ordentliche Strahl führt hier seine Schwingungen senkrecht zum optischen Hauptschnitt aus, der ausserordentliche schwingt in dem optischen Hauptschnitt.

Optisch-zweiaxige Krystalle. Die Krystalle des rhombischen, mono-

klinen und triklinen Systems erweisen sich ebenfalls als doppeltbrechend, doch weichen hier beide Strahlen von den Gesetzen der gewöhnlichen Brechung ab, indem sie beide einen mit der Richtung variabeln Brechungsquotienten besitzen, so dass in ihnen eigentlich gar kein ordentlicher Strahl mehr vorhanden ist. Zwei Richtungen, die beiden optischen Axen, giebt es hier, nach welchen keine Doppelbrechung erfolgt, indem die beiden Strahlen mit gleicher Geschwindigkeit und Schwingungsrichtung hindurchgehen.

In den Krystallen dieser Systeme ohne Hauptaxe setzt man drei Axen von abweichender optischer Elasticität voraus, von welchen man die Axe der grössten Elasticität mit $\mathfrak{a}$, die der mittleren mit $\mathfrak{b}$, die der kleinsten mit $\mathfrak{c}$ bezeichnet. Diese drei rechtwinkelig auf einander stehenden optischen Elasticitätsaxen fallen in ihrer Richtung nur in so weit mit den krystallographischen Axen zusammen, als diese letzteren Symmetrie-Axen sind, woraus ein wesentlicher Unterschied zwischen den rhombischen, monoklinen und triklinen Krystallen folgt. Eine Ebene, welche durch je zwei Elasticitätsaxen gelegt wird, nennt man einen Hauptschnitt der Wellenfläche, deren es demzufolge drei gibt. Die Elasticitätsoberfläche in den optisch-zweiaxigen Krystallen ist ein dreiaxiges Ellipsoid, bei welchem sowohl Längsschnitte als Querschnitt Ellipsen sind. Als Krystalle ohne Hauptsymmetrie-Ebene können sie ja keine Ebene besitzen, in denen optische Gleichheit nach allen Richtungen stattfindet, also auch keine Ebene, mit welcher die optische Elasticitätsfläche einen kreisförmigen Durchschnitt bilden würde. Entsprechend den drei Elasticitätsaxen hat man bei den optisch-zweiaxigen Krystallen auch drei verschiedene Haupt-Brechungsexponenten α, β, γ zu unterscheiden; α ist der Brechungsexponent für solche Strahlen, welche sich, indem die Vibrationen parallel $\mathfrak{a}$ gehen, senkrecht zu $\mathfrak{a}$ fortpflanzen, β derjenige für die parallel $\mathfrak{b}$ schwingenden und sich senkrecht zu $\mathfrak{b}$ fortpflanzenden Strahlen, γ der für diejenigen, welche parallel $\mathfrak{c}$ schwingen und sich rechtwinkelig zu $\mathfrak{c}$ fortpflanzen. Bei den französischen Autoren heisst $\alpha = n_p$, $\beta = n_m$, $\gamma = n_g$. Die Richtung der grössten Geschwindigkeit stimmt überein mit dem Index der geringsten Brechung und umgekehrt.

Die optischen Axen bilden in diesen Krystallen mit einander einen Winkel, welcher nicht nur in den verschiedenen Mineralsubstanzen, sondern auch oft in den verschiedenen Varietäten einer und derselben Art sehr verschiedene Werthe hat. Der Winkel ist meist verschieden von 90°, daher einerseits ein spitzer ($2\,V_a$), andererseits ein stumpfer ($2\,V_o$). Eine den spitzen Winkel der optischen Axen halbirende Linie nennt man die Bisectrix (schlechthin), die optische Mittellinie, die erste oder spitze Mittellinie; die Halbirungslinie des stumpfen Winkels bezeichnet man als stumpfe Bisectrix, als zweite oder stumpfe Mittellinie. Die beiden Mittellinien liegen daher in der Ebene der optischen Axen und sind senkrecht auf einander. Senkrecht auf der Ebene der optischen Axen steht die sog. optische Normale. Die beiden Mittellinien und diese Normale sind die drei Elasticitätsaxen. Immer ist die optische Normale auch die Axe der mittleren Elasticität ($\mathfrak{b}$), während abwechselnd in den verschiedenen Krystallen

die beiden Mittellinien mit den Axen der grössten oder der kleinsten Elasticität zusammenfallen. Entspricht die Bisectrix (die spitze Mittellinie) der Axe der grössten Elasticität (a), so heisst der Krystall negativ (Aragonit, Titanit, Borax), coincidirt sie mit der kleinsten Elasticitätsaxe (c), so ist der Krystall ein positiver (Topas, Schwerspath, Gyps).

Da die Grösse des Winkels der optischen Axen (und des Winkels, den jede von ihnen mit einer Bisectrix bildet) von dem Verhältniss der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten a : b : c (oder von dem Verhältniss der Hauptbrechungsindices $\alpha : \beta : \gamma = \frac{1}{a} : \frac{1}{b} : \frac{1}{c}$) abhängt und da das Verhältniss dieser Grössen mit der Wellenlänge des Lichtes variirt, so sind auch die Winkel der optischen Axen für die verschiedenen Arten homogenen Lichtes (oder die verschiedenen Farben) nicht einander gleich. Diese Erscheinung, welche bei allen optisch-zweiaxigen Krystallen auftritt, nennt man die Dispersion der optischen Axen.

Nach zuerst von Mitscherlich ausgeführten Beobachtungen ändert sich der Winkel der optischen Axen mit der Temperatur, z. B. beim Gyps, dessen optische Axen bei der Erhitzung auf 70° zu einer einzigen zusammenfallen und bei gesteigerter Temperatur in einer rechtwinkelig zur ersteren gelegenen Ebene wieder auseinandergehen. Im Adular vom St. Gotthard verkleinert sich der Axenwinkel bei der Erwärmung, wird hierauf Null und bei 200° Temperatur haben die wieder auseinandergegangenen Axen eine zu deren anfänglicher Ebene senkrechte Lage angenommen; bei der Abkühlung kehrt alles wieder in rückläufiger Reihenfolge zum ursprünglichen Zustand zurück; nach einer bis zur Rothgluth fortgesetzten Erhitzung bleibt aber die erfolgte Veränderung bei der Erkaltung permanent. Auch hat Des Cloizeaux gezeigt, dass ein und derselbe Orthoklaskrystall bei derselben Temperatur, in verschiedenen seiner Spaltungslamellen, ganz ausserordentliche Verschiedenheiten des Neigungswinkels der optischen Axen erkennen lässt. — Ebenso ist in gewissen optisch-zweiaxigen Krystallen die Lage der optischen Axenebene nicht immer constant; vielmehr schwankt sie bisweilen zwischen zwei auf einander rechtwinkeligen Richtungen; ja es kommt sogar vor, dass die Axen der verschiedenen Farben in zwei verschiedenen, jedoch auf einander rechtwinkeligen Ebenen liegen, wie dies z. B. am Orthoklas, Stilbit, Prehnit, Gyps und anderen Mineralien beobachtet wird.

Im rhombischen System fallen die drei ungleichwerthigen rechtwinkeligen optischen Elasticitätsaxen $a > b > c$ ihrer Richtung nach für alle Farben und Temperaturen mit den krystallographischen zusammen, ohne dass jedoch bei der hergebrachten willkürlichen Aufstellung der Krystalle auch die längste Krystallaxe mit der grössten Elasticitätsaxe zu coincidiren, oder a der Brachydiagonale (a), b der Makrodiagonale (b), c der Verticalaxe (c) zu entsprechen braucht. Stets ist also eine krystallographische Axe die Schwingungsrichtung der grössten, eine andere die der kleinsten, die dritte diejenige der mittleren Lichtgeschwindigkeit. So ist z. B. im Olivin (wo die optischen Axen in der Basis liegen, und die Brachydiagonale deren spitzen Winkel von 87° 46′ halbirt) $a = b$, $b = c$, $c = a$.

Die kleinste und grösste Elasticitätsaxe halbiren die Winkel der optischen Axen, zwei der krystallographischen Axen sind also hier die Mittellinien, und die Ebene der optischen Axen ist stets parallel einer der drei krystallographischen Axenebenen (Pinakoide) — alles entsprechend den Symmetrieverhältnissen dieses Systems. Die Dispersion der optischen Axen findet dergestalt statt, dass dieselben für alle Strahlen genau symmetrisch zur Bisectrix liegen; eine Dispersion (veränderliche Lage) der Elasticitätsaxen kann hier *nicht* eintreten, da sie zugleich krystallographische Axen sind.

Im rhombischen System können daher folgende Fälle vorkommen:

Optische Axenebene parallel 0P; alsdann $\left\{\begin{array}{ll}\text{entweder} & a=\mathfrak{a},\ b=\mathfrak{c} \\ \text{oder} & a=\mathfrak{c},\ b=\mathfrak{a}\end{array}\right\} c=\mathfrak{b}$

Optische Axenebene par. $\infty\bar{P}\infty$; alsdann $\left\{\begin{array}{ll}\text{entweder} & c=\mathfrak{a},\ b=\mathfrak{c} \\ \text{oder} & c=\mathfrak{c},\ b=\mathfrak{a}\end{array}\right\} a=\mathfrak{b}$

Optische Axenebene par. $\infty\breve{P}\infty$; alsdann $\left\{\begin{array}{ll}\text{entweder} & c=\mathfrak{a},\ a=\mathfrak{c} \\ \text{oder} & c=\mathfrak{c},\ a=\mathfrak{a}\end{array}\right\} b=\mathfrak{b}$

Im *monoklinen* System fällt nur noch die *Orthodiagonale* (die auch krystallographisch bevorzugte einzige Axe der Symmetrie) mit einer der drei optischen Elasticitätsaxen zusammen, die beiden anderen liegen zwar *innerhalb* der zur Orthodiagonale senkrecht stehenden Symmetrie-Ebene (dem Klinopinakoid), stehen aber hier zu den krystallographischen Axen nicht mehr in einer gesetzmässigen Beziehung und verändern in dieser Ebene ihre Lage mit der Farbe des Lichtes und der Temperatur (Dispersion der Elasticitätsaxen). Die Orthodiagonale ist natürlich Elasticitätsaxe für Licht *jeder* Wellenlänge und kann als solche *keine* Dispersion erleiden. Die Ebene der optischen Axen ist hier entweder *parallel* oder *rechtwinkelig* mit dem klinodiagonalen Hauptschnitt (der Symmetrie-Ebene). Daraus ergeben sich folgende Fälle:

1. Die Ebene der optischen Axen liegt *in* dem klinodiagonalen Hauptschnitt, welcher demzufolge auch die spitze und stumpfe Bisectrix, die Axe der kleinsten und grössten Elasticität enthält, während die Orthodiagonale b die Axe der mittleren Elasticität $\mathfrak{b}$ darstellt und optische Normale ist. Die Lage der optischen Axen und deren Bisectricen gegen die krystallographische Verticalaxe und Klinodiagonale ist nicht auf ein allgemeines Gesetz zurückzuführen, sondern lässt sich jedesmal nur durch das Experiment feststellen (Gyps, Diopsid, Epidot).
2. Die Ebene der optischen Axen steht *senkrecht* auf dem klinodiagonalen Hauptschnitt. Dabei geht entweder
   a) die spitze Bisectrix *parallel* der Orthodiagonale; die stumpfe Bisectrix und die optische Normale fallen in die Symmetrie-Ebene (Borax, Heulandit); oder es steht
   b) die spitze Bisectrix *senkrecht* auf der Orthodiagonale, während die stumpfe mit der letzteren zusammenfällt (Orthoklas).

Die Orthodiagonale fungirt also entweder als optische *Normale* (Fall 1),

oder als spitze Bisectrix (Fall 2a), oder als stumpfe Bisectrix (Fall 2b); eine andere Orientirung ist nicht möglich.

Für die Krystalle des triklinen Systems, in welchen man auch drei senkrechte Elasticitätsaxen annimmt, lässt sich im Allgemeinen gar keine bestimmte Relation zwischen der Lage der optischen Axenebene und den krystallographischen Axen aufstellen, weil letztere ja nur ganz willkürlich gewählte Coordinaten sind; deshalb muss in jedem concreten Falle die Auffindung der Axenebene, der optischen Axen und ihrer Mittellinien durch Experimente versucht werden. Die optischen Elasticitätsaxen haben hier sämmtlich für jede Farbe und für jede Temperatur eine etwas andere Lage. Die Elasticitätsellipsoide für Licht von verschiedener Wellenlänge besitzen daher keine Axe mehr gemeinsam.

Des Cloizeaux untersuchte (Comptes rendus, T. 62. 1866. 988) den Einfluss hoher Temperaturen auf die optischen Eigenschaften doppeltbrechender Krystalle, und gelangte dabei wesentlich auf folgende Resultate:

1) Eine Erwärmung von 10 bis 190° C. scheint ohne Einfluss auf die optisch-einaxigen Krystalle zu sein. 2) in den Krystallen des rhombischen Systems ändert sich dabei der Winkel der optischen Axen bald mehr, bald weniger; die krystallographischen Axen hören aber niemals auf, optische Elasticitätsaxen zu sein. 3) in den Krystallen des monoklinen Systems ändert sich nicht nur der Winkel der optischen Axen, sondern auch meist die Ebene, in welcher sie liegen, dafern sie nicht die Symmetrie-Ebene, oder das Klinopinakoid ist; das dreiaxige Elasticitätsellipsoid vermag sich daher um die Orthodiagonale zu drehen, wobei demgemäss zwei Elasticitätsaxen ihre Lage verändern. 4) in den Krystallen des triklinen Systems geben sich kaum bemerkbare Änderungen in der Lage der Axen zu erkennen.

Polarisation des Lichtes. Unter der Polarisation des Lichtes versteht man eine eigenthümliche Modification desselben, vermöge welcher seine fernere Reflexions- oder Transmissionsfähigkeit nach gewissen Seiten hin theilweise oder gänzlich aufgehoben wird. In einem polarisirten Strahl finden die transversalen Schwingungen sämmtlicher Äthertheilchen nur in paralleler Richtung, also nur in einer einzigen, zu seiner Fortpflanzungsrichtung senkrechten Ebene statt, während ein nicht polarisirter gewöhnlicher sich nach allen Seiten rings um seine Gangrichtung gleichartig verhält, also bei ihm die Äthertheilchen in unendlich vielen Richtungen schwingen.

Eine jede Doppelbrechung des Lichtes ist zugleich mit einer Polarisation desselben verbunden, indem beide Strahlen, sowohl O als E, jedoch beide aufeinander rechtwinkelig, und zwar O nach einer Parallel-Ebene, E nach einer Normal-Ebene des optischen Hauptschnitts der Eintrittsfläche polarisirt sind. Der ordentliche Strahl schwingt also senkrecht zum Hauptschnitt, der ausserordentliche parallel zu demselben oder in demselben. — Wenn jedoch ein Lichtstrahl den Krystall in der Richtung einer optischen Axe durchläuft, so verschwindet zugleich mit der Doppelbrechung auch die Polarisation des Lichtes, und der Strahl verhält sich wie gewöhnliches (nicht polarisirtes) Licht.

Ein jedes Polarisationsinstrument besteht hauptsächlich aus zwei Theilen, dem Polarisator, welcher dazu dient, gewöhnliches Licht in den polarisirten Zustand zu versetzen und dem Analysator, vermittels dessen das polarisirte Licht entweder für sich selbst oder nach seinem Durchgang durch das zu untersuchende Mineral bezüglich der mit ihm vorgegangenen Veränderungen geprüft wird. Als Polarisator kann im Allgemeinen ein reflectirender Spiegel, ein das Licht transmittirender Glasplattensatz verwandt werden. Bei den hier für petrographische Zwecke in Frage kommenden Instrumenten pflegt man sich aber dazu eines doppeltbrechenden Mediums zu bedienen, welches von dem gewöhnlichen Lichtstrahl in anderer als der Richtung einer optischen Axe durchlaufen wird; jener Strahl liefert dabei durch Doppelbrechung zwei polarisirte Strahlen, von denen der eine entfernt werden muss. Man erreicht dies durch die farblosen und durchsichtigen sog. Nicol'schen Prismen (Nicols), von denen eines als Polarisator, ein anderes als Analysator dient. Ein solches Prisma wird aus zwei eigenthümlich geschliffenen, mit Canadabalsam zusammengekitteten Kalkspathstücken hergestellt. Dasselbe hat die Eigenschaft, von den zwei Strahlen, in welche ein auffallender Lichtstrahl gespalten wird, nur einen, und zwar den ausserordentlichen Strahl im vollkommen polarisirten Zustande hindurchzulassen, während der ordentliche Strahl an der Balsamschicht total reflectirt und durch die geschwärzten Seiten des Prismas absorbirt wird. Gehen die optischen Hauptschnitte zweier hintereinander befindlicher Nicols parallel, so ist das Gesichtsfeld hell, denn der aus dem ersten Nicol (dem Polarisator) austretende einzige polarisirte Strahl E, welcher parallel der Hauptaxe schwingt, kann in dem zweiten Nicol (dem Analysator) keine Zerlegung erfahren, sondern muss diesen letzteren wieder als ausserordentlicher Strahl mit unveränderter Schwingungsrichtung durchlaufen. Stehen die Hauptschnitte der beiden Nicols aber senkrecht (gekreuzt), so erscheint das Gesichtsfeld dunkel; in diesem Falle gelangt nämlich der aus dem Polarisator kommende ausserordentliche Strahl mit Schwingungen in den Analysator, welche senkrecht zu dessen Hauptschnitt stehen, d. h. er tritt in ihn als ordentlicher Strahl ein, und muss demzufolge seitlich reflectirt und an der Balsamschicht vernichtet werden. Je kleiner der Winkel der beiden Nicol-Hauptschnitte ist, desto heller, je mehr er sich 90° nähert, desto dunkler erscheint das Gesichtsfeld. — Neuerlich hat man den polarisirenden Prismen auch wohl eine etwas abweichende Construction gegeben, wodurch aber das Wesentliche ihrer Wirkung nicht verändert wird; über die verschiedenen Prismen zur Polarisation des Lichtes vgl. die lehrreiche Abhandlung von Feuszner in Zeitschr. f. Instrumentenkunde IV. 1884. 41, excerpirt im N. Jahrb. f. Miner. 1886. I. 185.

Die hierher gehörigen Untersuchungen werden entweder im parallelen oder im convergenten polarisirten Licht ausgeführt. Das erstere wird erzeugt, indem man mit einem gewöhnlichen Mikroskop eine Polarisationsvorrichtung in der Weise verbindet, dass der polarisirende Nicol in fixer Stellung von unten her in den Objecttisch eingeführt wird, während man den analysirenden Nicol entweder gekreuzt in einen Schlitz des Tubus einführt, oder ihn in einem mit Grad-

eintheilung versehenen Hut auf das Ocular oben aufsetzt. In diesem Falle gelangt das am Spiegel reflectirte Tageslicht durch den Polarisator als schmales und daher fast paralleles Lichtbündel in die Mineralplatte, welche also im parallelen polarisirten Licht untersucht wird.

Um nun andererseits sowohl die Untersuchung im convergenten Licht, im Lichtkegel, vornehmen zu können, als auch ein grösseres Gesichtsfeld zu erhalten, bedient man sich des sog. Nörremberg'schen Polarisationsmikroskops, dessen Construction im Wesentlichen auf Folgendes hinausläuft: Am Fusse eines verticalen Stativs befindet sich als Polarisator entweder eine Spiegelcombination, oder ein Glasplattensatz, eine Turmalinplatte oder ein Nicol, wobei die drei letzteren ihr Licht durch einen Erleuchtungsspiegel beziehen. Die parallelen polarisirten Strahlen werden in einem darauf folgenden Linsensatz von kurzer Brennweite stark convergent gemacht und durchsetzen so das unmittelbar darüber befindliche Untersuchungsobject, aus welchem sie divergent austreten. Nun passiren sie ein weiter nach oben angebrachtes zweites Linsensystem, welches sie wieder schwächer convergent macht, und welches mit dem unteren ein möglichst grosses Gesichtsfeld (übrigens keine sehr bedeutende Vergrösserung) gewährt, weshalb dieses Instrument auch nur mit Unrecht seinen Namen trägt. Am obersten Ende des Rohres befindet sich noch eine Loupe (Ocular), durch welche das entstandene reelle Bild als ein virtuelles erblickt wird. Als Analysator, der wie die beiden Linsensätze an dem Stativ verschiebbar ist, dient oben ein drehbarer Nicol, dessen Polarisations-Ebene alle Stellungen zu derjenigen des Polarisators annehmen kann. — Über die Einrichtung eines wirklichen Mikroskops als Instrument zur Untersuchung im convergenten polarisirten Licht vgl. später.

Untersuchungen im parallelen polarisirten Licht.

Diese Untersuchungen dienen allgemein dazu: 1) einfach brechende und doppeltbrechende Blättchen zu unterscheiden, sowie 2) in den letzteren die Lage der Elasticitätsaxen gegen die krystallographischen Axen zu bestimmen und somit das Krystallsystem abzuleiten, auch 3) den relativen Werth der Elasticitätsaxen, den sog. optischen Charakter zu bestimmen.

Unterschied von einfach- und doppeltbrechenden dünnen Mineralblättchen im weissen parallelen polarisirten Licht. Aufsuchung der Lage der Elasticitätsaxen. Zu diesen Untersuchungen dient, wie erwähnt, das gewöhnliche mit Nicols versehene Mikroskop, an welchem sich ein graduirter, mit Nonius versehener, horizontal drehbarer Tisch befindet, um dem Object eine verschiedene Lage gegen die Polarisationsebene ertheilen zu können. Wird nun ein dünnes planparalleles Blättchen eines einfach brechenden Minerals (regulären Krystalls oder amorphen Körpers) auf den Objecttisch zwischen beide Nicols gebracht, deren Hauptschnitte oder Polarisations-Ebenen gekreuzt sind, so wird an der dadurch hervorgebrachten Dunkelheit des Gesichtsfeldes nichts

geändert, da jene isotrope Substanz die Schwingungsrichtung des durchgehenden polarisirten Lichtes nicht alterirt. Da die Ätherelasticität darin nach allen Directionen hin gleich ist, so wird auch dadurch, dass man dasselbe Blättchen um seine eigene Axe dreht, oder dadurch, dass man eine von dem Mineral in anderer Richtung gewonnene Lamelle unterschiebt, keinerlei Veränderung eintreten. Wenn umgekehrt durch die parallele Stellung beider Nicolhauptschnitte das Gesichtsfeld hell erscheint, so wird das zwischengeschobene Blättchen keine andere Farbe aufweisen, als es auch im gewöhnlichen Licht besass.

Genau so wie einfachbrechende Lamellen verhalten sich zwischen gekreuzten (und parallelen) Nicols diejenigen von doppeltbrechenden einaxigen Substanzen, welche senkrecht zu der optischen Axe geschnitten sind. Für Strahlen, welche parallel der einzigen Hauptaxe den Krystall durchlaufen, erfolgt weder eine Zerlegung noch eine Polarisation, sondern sie gehen in dieser Richtung genau mit demselben Verhalten hindurch, wie durch ein überhaupt isotropes Medium. Da der durchfallende Strahl hier keine Doppelbrechung erleidet und somit nicht zwei Strahlen in ihnen zur Interferenz gelangen können, so erscheinen sie bei gekreuzten Nicols dunkel und bleiben dunkel bei einer vollen Horizontaldrehung um die eigene Axe. Die Frage, ob ein solcher einfach brechender Schnitt ein basischer eines einaxigen Minerals ist, oder einem isotropen angehört, kann, wenn nur er allein vorliegt, erst im convergenten polarisirten Licht entschieden werden.

Da im tetragonalen und hexagonalen System die Basis die einzige Form ist, welche nur aus einem parallelen Flächenpaar besteht, welcher also auch eine einzelne Spaltungsfläche allein entsprechen kann, so muss jede von einem optisch-einaxigen Krystall durch Spaltung erhaltene Lamelle ihre optische Axe senkrecht stehen haben und sich daher wie angegeben zwischen gekreuzten Nicols verhalten.

Dünne Schnitte senkrecht gegen eine optische Axe eines zweiaxigen Minerals erscheinen zwischen gekreuzten Nicols im Instrument für paralleles Licht bei totaler Horizontaldrehung aber nicht stets gleich dunkel, sondern im Gegentheil stets gleich hell, ohne dass Interferenzfarben auftreten; dieses Verhalten ist aber nur scheinbar abnorm, denn es folgt nothwendig aus der Thatsache, dass die optischen Axen zweiaxiger Körper Axen innerer konischer Refraction sind. Die Intensität des Lichtes ist abhängig von der Dicke des Schliffes und der Stärke der Doppelbrechung; dicke Platten sind zwischen gekreuzten Nicols ebenso hell wie zwischen parallelen (hierauf wurde zuerst von Kalkowsky hingewiesen Z. f. Kryst. IX. 1885. 486). In Dünnschliffen u. d. M. sieht man daher bisweilen Krystalldurchschnitte, welche bei einer vollen Drehung zwischen gekreuzten Nicols gleich hell bleiben, bei denen nur eine Schwächung des Lichtes eintritt: es sind Schnitte senkrecht zu einer optischen Axe eines zweiaxigen Krystalls.

Wenn dagegen das doppeltbrechende Blättchen nicht senkrecht zu einer optischen Axe geschnitten ist, so zeigt es, mit Ausnahme gewisser besonderer,

gleich zu erwähnender Stellungen sowohl zwischen gekreuzten als zwischen parallelen Nicols *Farbenerscheinungen*, chromatische Polarisation. Sofern nämlich die Schwingungsebene des polarisirten Lichtstrahls mit dem optischen Hauptschnitt des doppeltbrechenden eingeschobenen Mediums irgend einen anderen Winkel bildet als 0° oder 90°, so erfolgt (in derselben Weise wie beim gewöhnlichen Licht) eine Zerlegung in zwei zu einander senkrechte Strahlen, welche, nach Reduction ihrer Schwingungen auf dieselbe Ebene, zur *Interferenz* gelangen. Die Farben, welche ein solches Object bei gekreuzten Nicols trägt, sind die complementären von denjenigen, die es bei parallelen aufweist (Roth im Gegensatz zu Grün, Blau zu Gelb u. s. w.).

Die Farbe, welche ein doppeltbrechendes, nicht senkrecht auf eine optische Axe geschnittenes Blättchen im weissen parallelen polarisirten Licht zwischen gekreuzten Nicols zeigt, ist abhängig von der Dicke des Blättchens, von der Lage desselben im Krystall und von der relativen Grösse der Elasticitätsaxen, resp. der Brechungsexponenten der Substanz. Eine und dieselbe Substanz zeigt bei gleicher Dicke um so höhere Interferenzfarbe, je grösser die Differenz der zwei in dem Blättchen liegenden Elasticitätsaxen ist, denen die Schwingungen der Strahlen parallel gehen. Unter gleich dicken Schnitten eines optisch einaxigen Minerals muss daher derjenige die höchste Interferenzfarbe liefern, welcher parallel der optischen Axe gerichtet ist; je mehr die Schnittrichtung sich der Basis nähert, desto mehr müssen die Interferenzfarben sinken. Bei einem zweiaxigen Mineral muss unter gleich dicken Schnitten derjenige die höchste Interferenzfarbe geben, welcher senkrecht zur Axe der mittleren Elasticität steht, d. h. parallel der optischen Axenebene geht, weil *in* diesem Schnitt dann die Axen gerade der grössten und kleinsten Elasticität gelegen sind.

Von zwei Substanzen mit verschiedenem Maass der Doppelbrechung, welche in gleich dicken Blättchen vorliegen, giebt diejenige mit schwächerer Doppelbrechung Farben, welche dem Anfang der Newton'schen Farbenscala näher stehen, als es bei der stärker doppeltbrechenden der Fall ist.

Wenn eine durch Spaltung erhaltene Lamelle einem rhombisch oder klinoëdrisch krystallisirten Mineral angehört, so entspricht ihre Spaltungsfläche in der Regel entweder der Basis oder einem der beiden verticalen Hauptschnitte; die beiden optischen Axen werden daher entweder in der Ebene der Lamelle selbst, oder in irgend einer anderen Ebene liegen, welche auf derselben rechtwinkelig oder geneigt ist, aber *keine* der optischen Axen wird auf der Lamelle rechtwinkelig sein; die Lamelle *muss* daher in den meisten Stellungen zwischen den Nicols Farben aufweisen. Unter Erwägung des oben Angeführten kann man daher sehr leicht erkennen, ob man es mit einer optisch-einaxigen oder optisch-zweiaxigen Lamelle zu thun hat, woraus sich dann rückwärts ein Schluss auf den allgemeinen Charakter des Krystallsystems machen lässt.

Ist das doppeltbrechende Blättchen nicht gleichmässig dick, sondern keilförmig, so erscheint nicht eine einzige Farbe, sondern es folgen, der Dicke entsprechend, mehrere Farben in Übergängen aufeinander. Bei allzugrosser *Dünne*

der doppeltbrechenden Lamelle sind die Interferenzfarben mitunter nicht lebhaft genug, um erkannt zu werden. Wenn man alsdann ein dünnes Glimmer- oder Gypsblättchen, welches für sich im polarisirten Licht gleichmässig und charakteristisch (z. B. mit dem empfindlichen Roth der ersten Ordnung) gefärbt erscheint, darüber deckt, so wird an den Stellen, wo die Lamelle darunter liegt, eine Veränderung dieser Farbe ersichtlich und damit die Doppelbrechung der Substanz selbst erwiesen sein. Eine isotrope Lamelle kann die Interferenzfarbe des Glimmerblättchens nicht ändern. Zu demselben Zweck schicbt man eine 3,75 mm dicke planparallele und senkrecht auf die optische Axe geschliffene Quarzplatte in einen über der Objectivlinse angebrachten Schlitz des Tubus und erzeugt durch Drehung des oberen Nicols das empfindliche Hellbläulichviolett oder Purpurviolett (die sog. Teinte de passage oder Teinte sensible im Anfang der dritten Ordnung) des circularpolarisirenden Quarzes; selbst ein sehr schwach doppeltbrechendes Object bringt eine Veränderung dieser charakteristischen Farbe hervor.

Speciell wird ein doppeltbrechendes, nicht senkrecht auf die optische Axe geschnittenes Blättchen in allen den überwiegenden Fällen bei gekreuzten Nicols Farben zeigen, wenn es eine solche Lage hat, dass die Elasticitätsaxen in seiner Fläche irgend einen schiefen Winkel mit dem optischen Hauptschnitt des Polarisators bilden. Die Intensität dieser Farbe ist weiterhin abhängig von der Neigung des optischen Hauptschnittes im Blättchen gegen die Hauptschnitte des Polarisators und Analysators, welche ihrerseits durch das Ocularfadenkreuz angezeigt zu werden pflegen. Dreht man das Blättchen horizontal um seine Axe, so bleibt die Art der Farbe gleich, aber die Intensität derselben wechselt und ist dann am grössten, wenn die Elasticitätsaxen des Blättchens mit den optischen Hauptschnitten der Nicols einen Winkel von 45° bilden; dies tritt bei einer vollen Horizontaldrehung des Blättchens viermal ein.

Fällt dagegen irgend eine Elasticitätsaxe mit dem optischen Hauptschnitt des polarisirenden Nicols zusammen, so erreicht die Intensität des Interferenzstrahls ihr Minimum, es werden auch selbst solche doppeltbrechende Blättchen keine besonderen Interferenzfarben aufweisen, sondern bei parallelen Nicols nur hell oder eigenfarbig, bei gekreuzten nur dunkel erscheinen; denn — im Gegensatz zu dem Verhalten eines gewöhnlichen Lichtstrahls, welcher ein doppeltbrechendes Medium in einer anderen Richtung als der einer optischen Axe durchläuft — kann ein schon polarisirter Strahl in dem Blättchen dann keine weitere Zerlegung in zwei Strahlen erleiden und wird dasselbe unverändert (blos mit abweichender Fortpflanzungsgeschwindigkeit) passiren, sobald seine Schwingungsebene (also der optische Hauptschnitt des Polarisators) parallel der Richtung der grössten oder kleinsten Elasticität der Fläche des Blättchens liegt, welche ja die Schwingungsrichtungen für die dasselbe durchlaufenden Strahlen sind; die durch das Blättchen ungestört durchgegangene Schwingung gelangt alsdann in den Analysator, in welchem sie vermöge seiner Kreuzstellung ausgelöscht wird. Dreht man das doppeltbrechende Blättchen aus der Dunkelstellung heraus, so erfolgt eine mit der Drehung wachsende Aufhellung und Intensität der chromatischen Polari-

sation, bis der Drehungswinkel 45° beträgt. Bei weiterer Drehung verschwächt sich die Aufhellung und Farbe wieder und wird dann = 0 (d. h. es tritt wieder Dunkelheit ein), wenn der Drehungswinkel 90° misst; letzteres tritt also bei einer vollen Horizontaldrehung ebenfalls viermal ein. Immer gibt diejenige Linie, in welcher eine Krystallfläche von dem dazu senkrechten Hauptschnitt getroffen wird, eine Auslöschungsrichtung an.

Durch diese so zwischen gekreuzten Nicols vorgenommene Einstellung des Blättchens auf Dunkel, durch die Aufsuchung der sog. Auslöschungsrichtung, ist es also möglich, in optisch-einaxigen Blättchen dieser Art die Richtung der Hauptaxe, in optisch-zweiaxigen die Richtung zweier Elasticitätsaxen zu finden, überhaupt also die Lage der Elasticitätsaxen in dem Mineral zu den krystallographischen Axen festzustellen und somit das Krystallsystem zu ermitteln. Die Auslöschung heisst eine gerade, wenn sie parallel einer Begrenzungskante oder einem Spaltriss geht, welche selbst einer krystallographischen Axe parallel gehen, andernfalls heisst sie eine schiefe. Die Verwerthung des Gedankens, die Ermittelung der Lage der optischen Hauptschnitte durch die Auslöschung für die Unterscheidung der Mineralien zu benutzen, ist eigentlich auf Tschermak zurückzuführen (vgl. dessen Abhandlung über die mikroskopische Unterscheidung der Mineralien aus der Augit-, Amphibol- und Biotitgruppe in Sitzungsber. Wiener Akad. 13. Mai 1869). Von anderen, zur noch genaueren Erreichung dieses Zweckes ersonnenen Hülfsmitteln wird gleich die Rede sein.

Die hierher gehörigen Messungen werden so ausgeführt, dass man zunächst den zur Ausgangsrichtung gewählten geradlinigen Rand oder Spaltriss, dessen allgemeine oder specielle krystallographische Bedeutung bekannt ist, auf einen Faden einstellt und die entsprechende Stellung am Rande des drehbaren Objecttisches abliest. Dann wird der Objecttisch gedreht, bis das Maximum der Dunkelheit in dem Schnitt eintritt und diese Dunkelstellung abgelesen, dann der Objecttisch weiter, zuvörderst in dem bisherigen Sinne, gedreht und darauf rückwärts wieder bis zur Dunkelstellung, welche gleichfalls wieder abgelesen wird. Aus beiden Ablesungen der Dunkelstellung nimmt man das Mittel; führt man eine Reihe solcher Doppelstellungen aus, so kann deren arithmetisches Mittel als wahrscheinlichster Werth der Auslöschungsrichtung gelten.

Wird ein Mineral von einem anderen umschlossen und liegen alsdann die Auslöschungsrichtungen einander parallel, so verhalten sich beide bei gekreuzten Nicols durchaus normal; in den weitaus häufigeren Fällen, dass jener Parallelismus nicht stattfindet, tritt zwischen gekreuzten Nicols eine unvollständige Auslöschung hervor und zwar mehr oder weniger deutlich je nach der Absorptionsbeschaffenheit und der gegenseitigen Neigung der Elasticitätsaxen.

Besitzen die doppeltbrechenden Platten eine gewisse beträchtlichere Dicke, so erscheinen sie im parallelen polarisirten Licht bei jeder Lage und jeder Nicolstellung gleich hell, es tritt keine Interferenzfarbe und keine Auslöschung mehr ein. Für jedes Mineral ist die Dicke, bei welcher ein solches Verhalten anfängt,

verschieden und zwar beginnt dasselbe schon um so früher, d. h. bei desto geringerer Dicke, je grösser bei dem Mineral die Differenz zwischen dem grössten und kleinsten Brechungsexponenten $(\gamma - \alpha)$ ist. Je stärker die Doppelbrechung ist, desto dünner müssen also die Blättchen sein, welche hier noch Farben zeigen sollen; sind auch dickere Blättchen noch gefärbt, so folgt, dass sie nur geringe Doppelbrechung haben können. Doch zeigt z. B. eine 0,5 mm dicke Platte des relativ schwach doppeltbrechenden Quarzes keine Farben mehr.

An dieser Stelle mag, weil später häufig darauf Bezug genommen wird, die Newton'sche Farbenscala (nach Quincke), die Folge der Interferenzfarben dünner Blättchen mit zunehmender Dicke, eingeschaltet werden. Bekanntlich kehren darin gewisse Farbentöne periodisch wieder, und wird der von zwei analogen Farbentönen begrenzte Complex von Farben eine Ordnung genannt. In der Nähe der Grenzen der verschiedenen Ordnungen finden sich die sog. empfindlichen Färbungen (teintes sensibles).

	Zahl	Verzögerung in Millionstel mm	Interferenzfarbe zwischen gekreuzten Nicols	Interferenzfarbe zwischen parallelen Nicols
Erste Ordnung	1	0	schwarz	lebhaft weiss
	2	40	eisengrau	weiss
	3	97	lavendelgrau	gelblichweiss
	4	158	graublau	bräunlichweiss
	5	218	klareres Grau	gelbbraun
	6	234	grünlichweiss	braun
	7	259	fast rein weiss	klares Roth
	8	267	gelblichweiss	carminroth
	9	275	blasses Strohgelb	dunkel rothbraun
	10	281	strohgelb	dunkel violett
	11	306	klares Gelb	indigo
	12	332	lebhaftes Gelb	blau
	13	430	braungelb	graublau
	14	505	röthlich orange	bläulichgrün
	15	536	warmes Roth	blassgrün
	16	551	tieferes Roth	gelblichgrün
Zweite Ordnung	17	565	purpur	helleres Grün
	18	575	violett	grünlichgelb
	19	589	indigo	goldgelb
	20	664	blau (himmelblau)	orange
	21	728	grünlichblau	bräunlich orange
	22	747	grün	hell carminroth
	23	826	helleres Grün	purpur
	24	843	gelblichgrün	violettpurpur
	25	866	grünlichgelb	violett
	26	910	reines gelb	indigo
	27	948	orange	dunkelblau
	28	998	lebhaft röthlichorange	grünlichblau
	29	1101	dunkel violettroth	grün

	Zahl	Verzögerung in Millionstel mm	Interferenzfarbe zwischen gekreuzten Nicols	Interferenzfarbe zwischen parallelen Nicols
Dritte Ordnung	30	1128	helles bläulichviolett	gelblichgrau
	31	1151	indigo	unreines gelb
	32	1258	grünliches Blau	fleischfarbig
	33	1334	meergrün	braunroth
	34	1376	glänzendes Grün	violett
	35	1426	grünlichgelb	graublau
	36	1495	fleischfarbig	meergrün
	37	1534	carminroth	schön grün
	38	1621	matt purpur	matt meergrün
	39	1652	violettgrau	gelblichgrün
Vierte Ordnung	40	1682	graublau	grünlichgelb
	41	1711	matt meergrün	gelbgrau
	42	1744	bläulichgrün	malvengrauroth
	43	1811	schön hellgrün	carminroth
	44	1927	hell graugrün	grauroth
	45	2007	grau, fast weiss	graublau
	46	2048	fleischroth	grün
Fünfte Ordn.	47	2338	mattes blaugrün	matt fleischroth
	48	2668	matt fleischroth	matt blaugrün.

Gewöhnlich pflegt man sich bei den Untersuchungen der gekreuzten Nicols zu bedienen, doch ist leicht einzusehen, dass vielfach die mit parallelen Nicols erhaltenen complementären Farben bedeutend intensiver und charakteristischer sind, z. B. in der Mitte der I. Ordnung; Quarze und Feldspathe, welche bei der üblichen Dicke der Dünnschliffe wenig markante Interferenzfarben bei gekreuzten Nicols liefern, zeigen recht ausgesprochene bei parallelen (vgl. auch v. Fedorow, N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 69).

Die sog. undulöse oder wellige Auslöschung ist die Erscheinung, dass der Schnitt eines Minerals bei der Drehung zwischen gekreuzten Nicols nicht über seine ganze Erstreckung hin gleichmässige Auslöschung zeigt, sondern dass diese alsdann wellenähnlich über den Durchschnitt hinläuft oder schattenartig über ihn einherhuscht, also stetig mit dem Orte wechselt. Diese Erscheinung, welche z. B. Quarz und Feldspath gar nicht selten zeigen, beruht, wo es sich um ein einziges Individuum handelt, auf der innerhalb desselben sich stetig ändernden Lage der Elasticitätsaxen. Wenn Des Cloizeaux nachwies, dass in einem und demselben Feldspath-Individuum die Lage der optischen Axenebene stellenweise verschieden ist, theils senkrecht auf dem Klinopinakoid, theils in demselben gelegen, so muss eine solche Beschaffenheit sich in einer undulösen Auslöschung aussprechen. In sehr vielen Fällen ist dieselbe ohne Zweifel auf eine mechanische Einwirkung zurückzuführen, auf Zug- und Druckkräfte, welchen diese Krystalle entweder während ihrer Entstehung innerhalb eines bewegten Gesteinsmagmas oder erst nachträglich in dem bereits verfestigten Gestein durch die spätere Gebirgspressung

ausgesetzt waren. So zeigt sich z. B. bei den durch magmatische Einwirkung verbogenen Biotitblättchen der Eruptivgesteine die undulöse Auslöschung sehr deutlich, indem sie wie eine Welle darüber hinwegläuft. Bisweilen kann die undulöse Auslöschung auch hervorgebracht werden durch eine überaus zarte versteckte isomorphe Schichtung, wie dies bei den Plagioklasen der Fall, bei denen vom Kern nach der Peripherie zu continuirlich sich die chemische Zusammensetzung und damit die Auslöschungsschiefe ändert, sowie andererseits durch eine höchst feine submikroskopische Zwillingsbildung; dass das letztere in der That hin und wieder der Grund sein kann, zeigt sich daran, dass da, wo Feldspathe in dickeren Schliffen undulös auslöschen, in äusserst dünnen Schliffen derselben dann manchmal eine sehr subtile lamellare Zwillingsbildung zum Vorschein kommt, wovon u. a. auch Mügge ein Beispiel anführt. Auf einem Orthoklasschnitt nach *M* kann eine undulöse Auslöschung zu Stande kommen durch die Übereinanderlagerung ungleich dicker Individuen, die nach dem Karlsbader Gesetz mit *M* verwachsen sind. Übrigens zeigt sich auch die undulöse Auslöschung an Orten, z. B. an Gemengtheilen von ganz oberflächlich abgelagerten Lavagliedern, wo ein gebirgsbildender Druck völlig ausgeschlossen ist.

Andere Methoden zur Ermittelung der Lage der Elasticitätsaxen. Das Verfahren, zur Bestimmung der Lage der Elasticitätsaxen in doppeltbrechenden Mineralien auf das Maximum von Dunkelheit einzustellen, also die Auslöschungsrichtung als solche aufzusuchen, ist bei Anwendung des weissen Lichtes manchen subjectiven Schwankungen unterworfen, indem das Auge nur schlecht geringe Variationen der Helligkeit empfinden und den thatsächlichen Eintritt der grössten Dunkelheit erkennen kann.

Wenn man auf das Ocular eines Mikroskops eine senkrecht auf die optische Axe geschnittene Kalkspathplatte legt und den Analysator, in Kreuzstellung mit dem Polarisator darüber stülpt, so erscheint in dem Gesichtsfelde die (erst im Folgenden zu erläuternde) charakteristische Interferenzfigur der Kalkspathplatte, ein System buntfarbiger concentrisch-kreisförmiger Ringe, durchzogen von einem schwarzen schattigen Kreuz, dessen Arme mit dem Fadenkreuz im Ocular zusammenfallen. Diese Calcitplatte heisst deshalb auch die stauroskopische. Wird nun ein zu untersuchendes Mineralblättchen auf den Objecttisch gelegt, so tritt jene Interferenzfigur nur dann völlig ungestört und ganz symmetrisch hervor, sofern entweder in dem Object überhaupt keine Doppelbrechung erfolgt, oder sofern das doppeltbrechende Object eine solche Lage hat, dass seine beiden Elasticitätsaxen mit den Hauptschnitten der gekrenzten Nicols (also mit dem Fadenkreuz im Ocular) zusammenfallen. Bei allen anderen Lagen des Untersuchungsobjects stellt sich eine auffallende Störung der Calcit-Interferenzfigur ein. Es kommt also hier, zur Ermittelung der Lage der Elasticitätsaxen in dem Blättchen, darauf an, den Moment zu erfassen, in welchem bei der Drehung desselben die buntfarbige Interferenzfigur in ihrer normalen Symmetrie correct erscheint, und dies gelingt dem Auge meistentheils schon viel besser als die Aufsuchung des Dunkelheits-Maximums. — Liegt eine zu untersuchende Krystallplatte so auf

dem Objecttisch, dass eine Kante derselben parallel geht dem Hauptschnitt eines der Nicols, und ist in diesem Falle die Calcit-Interferenzfigur gestört, so zeigt der Winkel, um welchen bis zur Wiederherstellung der letzteren das Object gedreht werden muss, an, wie gross die Neigung ist zwischen einer Elasticitätsaxe im Krystall und der betreffenden Kante. Ist diese Kante einer krystallographischen Axe parallel, so lässt die Divergenz zwischen Elasticitätsaxe und Krystallaxe schliessen, dass das zweiaxige Object nicht dem rhombischen System angehören kann (in welchem ja die krystallographischen Axen mit denen der optischen Elasticität zusammenfallen), sondern entweder monoklin oder triklin ist. Specielleres über das Verhalten der Krystalle der verschiedenen Systeme im Stauroskop ist gelegentlich der folgenden allgemeinen Charakteristik derselben angeführt.

Ein Instrument, in welchem der Gegensatz zwischen der gestörten und ungestörten Interferenzfigur des Kalkspaths zur Aufsuchung der Hauptschwingungsrichtungen seine Verwendung fand, gab v. Kobell 1855 an (Ann. d. Phys. u. Chem. Bd. 95. 320); er nannte es Stauroskop. Schon 1856 schlug Highley vor, eine stauroskopische Calcitplatte mit einem Mikroskop zu verbinden (Quart. Journ. XVI. 1856. 280); doch kam diese Einrichtung erst in Gebrauch, als Rosenbusch 1873 wieder die Aufmerksamkeit darauf lenkte. — Vgl. noch: Laspeyres über Stauroskope und staurosk. Methoden, Z. f. Instrumentenk. 1882; ders. über eigenthümliche Anomalieen bei der staurosk. Messung, Z. f. Kryst. VI. 433; ferner VIII. 97. Liebisch, Ableitung einer Correctionsformel bei stauroskopischen Messungen, ebendas. VII. 1882. 304.

Brezina ersetzte die stauroskopische senkrecht auf die Axe geschliffene einfache Kalkspathplatte durch zwei nahezu senkrecht auf die Axe, d. h. ein wenig schief gegen die Basis geschliffene Kalkspathlamellen, welche so übereinandergelegt werden, dass die optischen Axen von beiden zwar in einer Ebene liegen, aber nach entgegengesetzter Seite geneigt sind; die Interferenzfigur dieser Combination ist überaus empfindlich, indem eine sehr geringe Divergenz zwischen der Elasticitätsaxe des Objects und dem optischen Hauptschnitt des Analysators eine bedeutende Verschiebung des Mittelbalkens hervorbringt. Ein anderer Ersatz für die gewöhnliche stauroskopische Calcitplatte ist die Calderon'sche Doppelplatte. Dieselbe besteht aus zwei Theilen von Kalkspathrhomboëdern, welche zu einem künstlichen Zwilling aneinandergekittet und zu einer planparallelen Platte geschliffen sind, die mit einem Ocular verbunden zu sein pflegt. Liegt die Trennungsnaht der beiden Individuen parallel dem Hauptschnitt des einen der gekreuzten Nicols, so bleiben beide Hälften in allen den Fällen, wenn sonst die Calcit-Interferenzfigur durch ein zwischengeschobenes Object ungestört hervortreten würde, gleichmässig dunkelgrau, so dass die Trennungslinie überhaupt nicht sichtbar ist. Bei allen übrigen Stellungen des Objects tritt unverzüglich eine — der Störung der Interferenzfigur entsprechende — Änderung in der Beschattung der beiden Plattenhälften hervor, die eine wird dunkel, die andere hell, oder beide erscheinen gleich hell (Zeitschr. f. Krystallogr. II. 1878. 70).

Anstatt das Maximum der Dunkelheit oder die normale Calcit-Interferenzfigur u. s. w. zum Anhalt zu nehmen, kann man zur genaueren Bestimmung der Schwingungsrichtung auch auf eine bestimmte Farbe einstellen. Die letztere wird z. B. hervorgebracht, indem man in einen Schlitz des Tubus oberhalb des Objectivs eine parallel zur Hauptaxe geschliffene Quarzplatte von solcher Dicke und in einer 45°-Stellung ihrer Hauptaxe gegen die gekreuzten Nicols einschiebt, dass das Gesichtsfeld des Mikroskops gleichmässig mit dem charakteristischen hellbläulichen Violett oder Purpurviolett versehen erscheint. Diese Farbe bleibt nur unverändert, wenn auf dem Objecttisch in einen Theil des Gesichtsfeldes entweder ein isotroper Schnitt eingeführt wird, oder ein doppeltbrechender, welcher so gerichtet ist, dass seine Elasticitätsaxen mit den Nicolhauptschnitten zusammenfallen. In jeder anderen Stellung wird das doppeltbrechende Blättchen durch den Quarz eine von jenem Violett abweichende Farbe erhalten. Dreht man bis Blättchen und Gesichtsfeld gleichmässig gefärbt sind, so ist in diesem Moment jene Übereinstimmung in der Richtung vorhanden. — Zu demselben Zweck kann auch eine senkrecht auf die Axe geschliffene Quarzplatte (S. 55) verwandt werden, oder irgend eine andere Platte eines doppeltbrechenden Minerals, dessen Interferenzfarbe empfindlich und leicht gestört ist, z. B. ein Glimmerblättchen oder Gypsblättchen, welches das Roth erster Ordnung zeigt. — An sich farblose Mineralien taugen natürlich für diese Prüfungen am besten.

Noch ein anderes Mittel, die Lage der Elasticitätsaxen in einem doppeltbrechenden Blättchen möglichst scharf zu bestimmen, ist die sog. Bertrand'sche Doppelquarzplatte (vgl. N. Jahrb. f. Miner. 1884. I. 191). Dieselbe besteht aus zwei rechts- und zwei linksdrehenden Platten von senkrecht zur Axe geschnittenem Quarz (alle vier gleich dick, etwa 2,5 mm), welche, je einen Quadranten darstellend, so zusammengekittet sind, dass die beiden rechten über Kreuz und die beiden linken über Kreuz liegen, also stets eine rechte Platte sich mit zwei linken berührt. Wird dann diese Combination so in das Ocular zwischen die erste und zweite Linse eingefügt, dass die als rechtwinkelig sich schneidende Linien erscheinenden Berührungsflächen der vier Stücke dem Fadenkreuz, d. h. den gekreuzten Nicolhauptschnitten genau parallel gehen, so sind die vier Quadranten durchaus gleich gefärbt, bei der angegebenen Dicke ganz schwach bläulich. Die gleiche Färbung bleibt nach der Einschaltung eines doppeltbrechenden Mineralblättchens auf dem Objecttisch nur dann bestehen, wenn die in demselben liegenden Elasticitätsaxen genau parallel sind den Nicolhauptschnitten, also den Trennungslinien der Quadranten. Die kleinste Abweichung von dieser Richtung macht sich sofort in äusserst empfindlicher Weise dadurch kund, dass zwar die gegenüberliegenden gleichen Quadranten der Platte noch gleich, die anliegenden (rechten und linken) aber verschieden gefärbt sind. Zur Einstellung auf die Schwingungsrichtung kann man zwei Ablesungen machen, eine wenn oben rechts deutlicheres Blau, die andere wenn es links auftritt, und dann das Mittel nehmen.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass als optische Wirkungen eines

Objects zwischen gekreuzten Nicols einander entsprechen: Einerseits Dunkelheit des Objects ohne weiteren Apparat, ungestörtes Hervortreten der Calcit-Interferenzfigur bei der stauroskopischen Platte, normales Auftreten der Interferenzfigur bei der Platte von Brezina, gleichmässige Dunkelheit der Platte von Calderon, Unverändertbleiben der Polarisationsfarbe einer Quarzplatte, übereinstimmende Färbung der vier Felder einer Bertrand'schen Doppelquarzplatte. Alle diese Erscheinungen treten hervor bei Schnitten, in denen überhaupt keine Doppelbrechung erfolgt, sowie bei solchen doppeltbrechenden, welche so gerichtet sind, dass je eine ihrer Elasticitätsaxen mit einem Nicolhauptschnitt zusammenfällt. Andererseits sind unter einander gleichbedeutend: Chromatische Polarisation des Objects ohne weiteren Apparat, Störung der Calcit-Interferenzfigur, Verschiebung des Mittelbalkens in der Platte von Brezina, Änderung in der Beschattung der Hälften in der Platte von Calderon, Änderung der Polarisationsfarbe einer Quarzplatte, abweichende Färbung zweier anliegender Felder bei einer Bertrand'schen Doppelquarzplatte. Diese Erscheinungen verweisen allemal darauf, dass das untersuchte Object überhaupt doppeltbrechend und ferner derart gelegen ist, dass keine seiner Elasticitätsaxen mit einem Nicolhauptschnitt zusammenfällt.

Bestimmung des optischen Charakters im parallelen polarisirten Licht. Nachdem in einem doppeltbrechenden Blättchen durch die angegebenen Methoden die Lage der beiden optischen Elasticitätsaxen mit Bezug auf die krystallographischen Axen überhaupt festgestellt ist, kann es sich weiter um den sog. optischen Charakter desselben, d. h. um die Frage handeln, welche davon die Axe der grössten und welche die der kleinsten Elasticität ist. Dies wird ermittelt durch Vergleichung mit einem anderen Mineralblättchen, in welchem der relative Werth dieser beiden Richtungen, sein optischer Charakter, bekannt ist.

Man kann sich dazu z. B. einer parallel zur Hauptaxe geschnittenen Quarzplatte bedienen, welche bei gekreuzten Nicols in den Schlitz des Tubus so eingeschoben wird, dass ihre Hauptaxe mit den Nicolhauptschnitten 45° bildet und so dick ist, dass sie dann für sich das empfindliche Purpurviolett zeigt. In dem Quarz mit optisch positivem Charakter liegt die Axe der kleinsten Elasticität c parallel der in bekannter Richtung verlaufenden Hauptaxe. Nun wird auf den drehbaren Objecttisch das zu untersuchende Blättchen in eine solche Stellung gebracht, dass seine Elasticitätsaxen ebenfalls 45° mit den gekreuzten Nicols bilden, wobei dann natürlich in beiden Medien die Elasticitätsaxen überhaupt sich decken oder im Allgemeinen parallel gehen. Sind es nun gleichwerthige Axen, welche zusammenfallen, so muss die Quarzplatte (in Folge der Vergrösserung des Gangunterschiedes der Strahlen) wie eine Verdickung des Mineralblättchens wirken, und die Interferenzfarbe der ersteren muss daher steigen, durch Violett nach Blau und Grün der zweiten Ordnung. Decken sich aber ungleichwerthige Elasticitätsaxen, so wirkt die Quarzplatte wie eine Verdünnung des Blättchens und ihre Interferenzfarbe muss durch Roth und Orange nach

Gelb der ersten Ordnung fallen. — Ist das zu untersuchende Mineral sehr stark doppeltbrechend, so wählt man zweckmässiger eine so dünne Quarzplatte, dass sie nur einen grauen Ton erzeugt, welcher möglichst wenig die Polarisationsfarbe des Objects alterirt.

Anstatt der Quarzplatte kann man auch in ebenderselben Weise ein dünnes Glimmerblättchen einschieben, welches zweckmässig als ein oblonges Rechteck geschnitten ist, dessen Längsseite parallel geht der optischen Axenebene des Glimmers; letztere ist bei dem Glimmer die Axe der kleinsten Elasticität c, und wird zu den gekreuzten Nicols in die 45°-Stellung gebracht. Nun wird das Untersuchungsobject wieder so eingeführt, dass seine Elasticitätsaxen mit denen des Glimmers parallel gehen und wenn dann die Axe der kleinsten Elasticität mit jener bekannten kleinsten des Glimmers sich deckt, so muss die Interferenzfarbe des letzteren steigen; zeigt der Glimmer in der Diagonalstellung das Roth der ersten Ordnung, so muss in diesem Falle sich dasselbe durch Violett in Blau der zweiten Ordnung verwandeln. Fällt umgekehrt die Interferenzfarbe des Glimmers, von Roth durch Orange in Hellgelb der ersten Ordnung, so ist dies ein Beweis dafür, dass die grösste Elasticitätsaxe des Untersuchungsobjects parallel geht mit der kleinsten (der längeren Kante) des Glimmerblättchens.

Endlich kann man sich auch für solche Feststellungen bei stark doppeltbrechenden Medien eines Quarzkeils bedienen, an welchem eine Fläche genau parallel der Hauptaxe geschliffen ist, während die andere damit einen sehr kleinen Winkel bildet und die Schneide des sich verjüngenden Keils rechtwinkelig auf der Hauptaxe des Quarzes liegt. Die der Hauptaxe parallele lange Kante des Keils ist die Axe der kleinsten Elasticität. Um die dünnste Schneide weniger zerbrechlich zu machen, ist der Keil auf eine Glasplatte aufgekittet. Dieser Quarzkeil wird, am besten zwischen Ocular und Analysator, bei gekreuzten Nicols eingeschoben und zwar so, dass seine Hauptaxe (lange Kante) 45° gegen die Nicolhauptschnitte steht. Wenn man nun den Quarzkeil in der Richtung von der Schneide nach dem Rücken zu vorwärts bewegt, so erblickt man in Folge der steigenden Dicke die ganze Reihe der Newton'schen Farben streifenartig nebeneinander, von dem Eisengrau und Lavendelgrau der ersten Ordnung bis in die zweite oder dritte Ordnung hinein. Das zu untersuchende Blättchen auf dem Objecttisch wird theilweise auch ins Gesichtsfeld gebracht und zwar wiederum in solcher Lage, dass seine Elasticitätsaxen 45° gegen die Nicolhauptschnitte geneigt sind. Dadurch muss die Farbe des Quarzkeils an der Stelle, wo das Blättchen darunter liegt, geändert werden und zwar tritt dann, wenn die Axe der kleinsten Elasticität des Blättchens parallel der Kante des Quarzkeils verläuft, dort eine Farbe höherer Ordnung auf, welche in dem Quarzkeil selbst erst an einer dickeren Stelle vorhanden ist. Sofern dagegen die durch das Blättchen hervorgebrachte örtliche Farbenänderung des Quarzkeils umgekehrt einer Farbe niederer Ordnung entspricht, wie sie bei dem Quarzkeil an einer dünneren Stelle erscheint, alsdann ist es in dem Blättchen die Axe der grössten Elasticität, welche der Keilkante parallel geht.

Bestimmung der Brechungsexponenten in doppeltbrechenden Blättchen. Dieselbe wird bei petrographischen Untersuchungen nach den S. 40 ff. für isotrope Körper angeführten Methoden, insbesondere der Chaulnes'schen vorgenommen, sofern nicht die Bestimmung mittels Prisma oder mittels der Totalreflexion erfolgt.

Bei einaxigen Krystallen gibt eine senkrecht auf die Hauptaxe geschnittene Platte darnach nur den Brechungsexponenten ω für den ordentlichen Strahl. An einer parallel mit der Hauptaxe geschnittenen Mineralplatte kann man aber die Brechungsexponenten für beide Strahlen, sowohl ω als ε bestimmen, und zwar werden diese unterschieden durch den unterhalb des Objecttisches angebrachten polarisirenden Nicol (unter Weglassung des Analysators). Steht die in der Mineralplatte liegende Hauptaxe senkrecht auf der Schwingungsrichtung dieses Nicols, so ist der gefundene Brechungsexponent wiederum ω, er muss also mit dem in einer basischen Platte ermittelten übereinstimmen. Wird darauf das Blättchen in seiner Horizontalebene um 90° gedreht, so dass seine Hauptaxe jetzt parallel mit dem Nicolhauptschnitt geht, so wird der Brechungsexponent ε für den anderen Strahl erhalten. Liegen keine so bestimmt orientirten Schnitte vor, so kann man bei der im Allgemeinen vorhandenen geringen Doppelbrechung bei den gesteinsbildenden Mineralien auch beliebig geschnittene Blättchen untersuchen, indem deren Brechungsexponent sich nicht sehr weit von dem mittleren Werthe $\frac{\varepsilon + 2\omega}{3}$ entfernen wird. — Über eine andere Methode siehe M. Bauer im N. Jahrb. f. Miner. Beilageb. II. 1883. 49.

Bei zweiaxigen rhombischen Krystallen sind zur Bestimmung der drei Brechungsexponenten nach der Chaulnes'schen Methode mindestens zwei planparallele Platten erforderlich, von denen jede, einem Pinakoid entsprechend, senkrecht auf einer optischen Elasticitätsaxe steht; dieselben werden wiederum nach Einfügung blos des polarisirenden Nicols untersucht. Jede derselben liefert, wenn eine darin liegende Elasticitätsaxe einmal dem Nicolhauptschnitt parallel geht, das anderemal darauf senkrecht steht, zwei Hauptbrechungsexponenten. Diese reduciren sich insgesammt auf drei, da einer derselben auf zwei Platten übereinstimmend gefunden wird: die eine Platte liefert z. B. α und β, die andere α und γ oder β und γ.

Im Folgenden ist eine Tabelle der mittleren durchschnittlichen Brechungsexponenten von den doppelt- und einfachbrechenden Hauptgemengtheilen der Felsarten gegeben, nach Michel Lévy und Lacroix, Tableau des minéraux des roches, Paris 1889. Bei den einaxigen ist derselbe $= \frac{\varepsilon + 2\omega}{3}$, bei den zweiaxigen $\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$, oder β, wenn nur dieses bestimmt war. Je höher der Brechungscoëfficient ist, desto stärker reliefartig und mit desto dunklerer Umrandung treten die Mineralien im gewöhnlichen Licht hervor, desto mehr runzelig sieht ihre Oberfläche aus. Das Maass dieser Erscheinungen lässt also schon ungefähr auf

die Höhe oder Niedrigkeit des Brechungsexponenten schliessen. Der Brechungsexponent des Canadabalsams ist = 1,549.

Flussspath	1,433	Topas	1,615	Spinell	1,715
Tridymit	1,48	Delessit	1,619	Chloritoid	1,718
Sodalith	1,486	Tremolit	1,621	Augit	1,72
Zeolithe durchschn.	1,49	Dolomit	1,622	Disthen	1,720
Haüyn	1,496	Aktinolith	1,625	Vesuvian	1,721
Leucit	1,508	Wollastonit	1,630	Diaspor	1,725
Petalit	1,510	Melilith	1,630	Staurolith	1,741
Cancrinit	1,514	Prehnit	1,630	Epidot	1,751
Orthoklas	1,523	Aragonit	1,632	Grossular	1,76
Gyps	1,524	Turmalin	1,636	Korund	1,761
Albit	1,535	Apatit	1,637	Almandin	1,77
Cordierit	1,536	Andalusit	1,638	Orthit	1,78
Oligoklas	1,538	Hornblende	1,642	Gadolinit	1,78
Nephelin	1,543	Glaukophan	1,644	Goethit	1,80
Quarz	1,547	Anthophyllit	1,644	Akmit	1,80
Talk	1,55	Riebeckit	1,65	Pyrop	1,81
Dipyr	1,553	Gehlenit	1,661	Eisenglanz	1,90
Labradorit	1,558	Sillimanit	1,667	Titanit	1,930
Anorthit	1,566	Enstatit	1,669	Zirkon	1,972
Brucit	1,567	Axinit	1,677	Zinnstein	2,028
Beryll	1,573	Olivin	1,679	Chromit	2,096
Meionit	1,584	Diopsid	1,683	Perowskit	2,35
Phlogopit	1,584	Diallag	1,688	Anatas	2,52
Alunit	1,585	Zoisit	1,698	Brookit	2,53
Muscovit	1,598	Hypersthen	1,700	Rutil	2,712
Calcit	1,601	Arfvedsonit	1,701		

Bei doppeltbrechenden Mineralien ist aber nicht nur die relative Höhe der Brechungsexponenten selbst, sondern auch ihr gegenseitiger Unterschied, d. h. das Maass oder die Stärke der Doppelbrechung, die Differenz zwischen ω und ε, sowie zwischen γ und α sehr charakteristisch und für die Diagnose geeignet, indem damit die Intensität der Interferenzfarben zusammenhängt (vgl. S. 54). Aus der Höhe oder Niedrigkeit der letzteren innerhalb der Newton'schen Farbenscala kann man bei bekannter Dicke auf die Stärke oder Schwäche der Doppelbrechung schliessen und umgekehrt.

Bei dem von Michel Lévy vorgeschlagenen Verfahren, den Unterschied der Brechungsexponenten der beiden, ein doppeltbrechendes Blättchen durchlaufenden Strahlen zu bestimmen, handelt es sich um die Messung der durch das Blättchen bewirkten Phasendifferenz und der Dicke, da jene Phasendifferenz gleich ist dem Product aus der Differenz der beiden Brechungsexponenten und der Dicke des Schliffes. Um die Phasendifferenz festzustellen, befindet sich in einem seitlichen Ansatz des Oculars ein Quarzkeil, welcher sich zwischen gekreuzten Nicols durch eine Mikrometerschraube um eine genau messbare Grösse verschieben lässt. Durch ein totalreflectirendes Prisma kann seine Farbe gleichzeitig mit derjenigen des zu untersuchenden Blättchens wahrgenommen werden. Der Quarzkeil wird so gedreht, dass die Intensität einer bestimmten Farbe, z. B.

das Gelb zweiter Ordnung zunächst gleich ist mit derjenigen einer auf den Mikroskoptisch unter 45° zu den Nicolhauptschnitten gelegten Quarzplatte, welche dieselbe Farbe liefert. Nach Beseitigung der letzteren wird der zu untersuchende Mineralschnitt eingestellt und der Quarzkeil so weit verschoben, bis seine Interferenzfarbe mit derjenigen des Minerals identisch ist. Gibt der Quarzkeil nur die Farben erster bis dritter Ordnung, welche gewöhnlich zur Vergleichung genügen, liefert der Krystall aber solche noch höherer Ordnung, oder ist er so dünn, dass er noch keine deutliche Farbe zeigt, so legt man eine oder mehrere dünne Quarzplatten so auf denselben, dass die Combination die mit dem Quarzkeil vergleichbaren Farben erzeugt. Ist vorher der Nullpunkt des Quarzkeils und die Verschiebung desselben, welche einer Zunahme der Phasendifferenz um eine Wellenlänge entspricht, bestimmt worden, so gibt die Ablesung an der Mikrometerschraube nach Einstellung der Gleichheit der Farben direct die von der untersuchten Krystallplatte hervorgebrachte Phasendifferenz. — Die Bestimmung der Dicke erfolgt nach den früher angegebenen Methoden. Übrigens kann die Bestimmung der Dicke auch ganz entbehrlich gemacht werden, indem man einige kleine Quarzpartikel parallel der Axe mit dem Präparat zusammenschleift und auch für diese die Phasendifferenz nach dem vorstehend angegebenen Verfahren ermittelt. Die Differenz der beiden Brechungsexponenten des untersuchten Minerals ist dann gleich derjenigen von ω und ε des gleich dicken Quarzes, multiplicirt mit dem Verhältniss der durch das Mineral und den Quarz bewirkten Phasendifferenzen (Bull. soc. minér. VI. 1883. 143). — Vgl. auch noch über die Bestimmung der Differenz der Brechungsexponenten vermittels des Babinet'schen Compensators Mallard, ebendas. VI. 1883. 129.

Die folgenden Zahlenangaben für $\omega - \varepsilon$ bei den einaxigen, und $\gamma - \alpha$ bei den zweiaxigen Mineralien sind der Tabelle von Michel Lévy (Les minéraux des roches, Paris 1888. 67) entlehnt, weshalb hier und da minimale Abweichungen von späteren Anführungen, welche auf anderen Quellen beruhen, vorkommen.

Leucit	0,001	Andalusit	0,011	Låvenit	0,030
Pennin	0,001	Anorthit	0,013	Orthit	0,032
Vesuvian	0,002	Hypersthen	0,013	Meionit	0,036
Apatit	0,004	Wollastonit	0,014	Olivin	0,036
Beryll	0,005	Chloritoid	0,015	Epidot	0,038
Melilith	0,005	Disthen	0,016	Meroxen	0,040
Nephelin	0,005	Turmalin	0,020	Muscovit	0,042
Zoisit	0,006	Sillimanit	0,021	Anatas	0,050
Orthoklas	0,007	Augit	0,022	Akmit	0,052
Axinit	0,009	Gem. Hornblende	0,023	Zirkon	0,062
Korund	0,009	Anthophyllit	0,024	Zinnstein	0,097
Enstatit	0,009	Diallag	0,024	Titanit	0,121
Gyps	0,009	Aktinolith	0,025	Aragonit	0,155
Quarz	0,009	Arfvedsonit	0,027	Calcit	0,172
Cordierit	0,010	Tremolit	0,027	Dolomit	0,179
Staurolith	0,010	Cancrinit	0,029	Rutil	0,287
Topas	0,010	Diopsid	0,029		

Damit das Roth der ersten Ordnung entsteht, muss ein Plättchen von Chlorit ($\gamma - \alpha = 0,001$) die relativ sehr beträchtliche Dicke von 0,551 mm besitzen, während dasselbe Roth sich beim Andalusit ($\gamma - \alpha = 0,011$) schon bei einer Dicke von 0,05 mm, beim Rutil ($\omega - \varepsilon = 0,287$) bereits gar bei einem Plättchen von nur 0,00192 mm Dicke zeigen würde. — Bei der üblichen Dicke der zur Untersuchung gelangenden Präparate gehen die Interferenzfarben der im Anfang der vorstehenden Tabelle befindlichen Mineralien überhaupt nicht über die erste Ordnung hinaus.

So zeigt z. B. zufolge Michel Lévy in dem am stärksten doppeltbrechenden Schnitt eine 0,03 mm dicke Platte von

	$\gamma - \alpha$		
Zoisit von Tirol	0,0054	graublau	I. Ordnung
Enstatit von Lherz	0,010	hellgelb	I. »
Wollastonit von Santorin	0,016	orangeroth	I. »
Sillimanit von Marmagne	0,021	indigo	II. »
Turmalin von Chapey	0,023	blau	II. »
Hornblende von Guisenot	0,024	grünlichblau	II. »
Tremolit vom Zambese	0,0265	grün	II. »
Muscovit von Montchanin	0,0354	orangeviolett	II. »
Talk	0,04	blau	II. »
Meroxen v. Monte Somma	0,0404	blau	III. »
Epidot	0,047—0,056	carminroth	III. »
Biotit von Pranal	0,06	bläulichgrün	III. »

In Schliffen von gewöhnlicher Dicke (0,02 mm) gibt der Zirkon (0,062) höchstens das Violett dritter Ordnung, während der Rutil (0,287) gar keine chromatische Polarisation mehr zeigt und zwischen gekreuzten Nicols dasselbe Ansehen darbietet, wie im gewöhnlichen Licht.

Michel Lévy, welchem man eine grosse Menge von Bestimmungen auf diesem Gebiet und den Nachweis ihrer Bedeutsamkeit verdankt, hat (Bull. soc. minér. VI. 1883. 143 und VII. 1884. 43) zuerst darauf aufmerksam gemacht, wie dadurch in manchen Fällen zwei Mineralien, deren sonstige optische Eigenschaften ähnlich sind, unterschieden werden können. So haben der Enstatit und der Hypersthen eine zweimal geringere Doppelbrechung als die monoklinen Glieder der Pyroxengruppe; ebenso unterscheiden sich der Zoisit vom Epidot, der Korund vom Turmalin u. s. w. — Eine bewundernswerth hergestellte polychromatische Tafel, auf welcher man aus der bekannten Dicke eines Minerals und der Farbenhöhe desselben direct das Maass der Doppelbrechung und umgekehrt ablesen kann, enthält das Werk »Les minéraux des roches«, Paris 1888, von Michel Lévy und Lacroix.

Untersuchungen im convergenten polarisirten Licht.

Diese Untersuchungen dienen allgemein dazu: 1) die einaxigen von den zweiaxigen Krystallen zu unterscheiden; 2) wiederum den relativen Werth der

Elasticitätsaxen, den sog. optischen Charakter festzustellen; 3) die Dispersionen zu bestimmen; 4) den Winkel der optischen Axen zu messen; 5) auch kann dadurch für ein einfach-brechendes Blättchen ermittelt werden, ob es von einem überhaupt isotropen oder von einem einaxigen Mineral herstammt.

Interferenzbilder im convergenten polarisirten Licht. Etwas dickere planparallele Platten von doppeltbrechenden Krystallen, welche bei den optisch-einaxigen senkrecht auf die Hauptaxe, bei den zweiaxigen senkrecht auf eine der optischen Axen oder auf die Bisectrix geschnitten sind, offenbaren, namentlich wenn die Schwingungsebenen von Polarisator und Analysator gekreuzt sind, in dem Nörremberg'schen sog. Polarisations-Mikroskop (S. 52) oder einem anderen für solchen Zweck eingerichteten Polarisationsinstrument im convergenten Licht sehr schöne bunte Farbenringe, was darin begründet ist, dass die aus der Platte austretenden Lichtstrahlen, im oberen Nicol auf eine Schwingungsebene reducirt, gegenseitig zur Interferenz gelangen. Die Art der an jedem Punkte sichtbaren Farbe wird wesentlich von der Wegdifferenz der interferirenden Strahlen, und folglich von der Dicke der Lamelle und von der Richtung abhängen, in welcher die Strahlen durch sie hindurchgehen.

Bringt man nämlich, bei rechtwinkelig eingestellten Polarisationsebenen, eine optisch-einaxige und normal auf die Hauptaxe gespaltene oder geschnittene Platte von geeigneter Dicke in den Polarisations-Apparat, so sieht man im convergent gemachten weissen Tageslicht im Analysator ein System kreisrunder, concentrischer, bunter Farbenringe, welches von einem schwarzen, schattigen Kreuz durchsetzt wird, das zwar in der Mitte ganz dunkel und ziemlich scharf begrenzt, nach aussen aber allmählich immer weniger dunkel und gleichsam vertuscht erscheint. Die Dunkelheit des Centrums wird dadurch erzeugt, dass diejenigen Strahlen, welche vom Polarisator her senkrecht auf die Platte fallen, also parallel der optischen Axe durchgehen, als ordentliche Strahlen in dem Analysator durch Totalreflexion vernichtet werden. Die Balken des Kreuzes sind den Schwingungsrichtungen des Polarisators und Analysators (dem Fadenkreuz) parallel. Dreht man die Platte in ihrer Ebene, so bleibt die Interferenzfigur in ihrer Erscheinung ganz unverändert, da jene gekreuzten Richtungen dabei dieselben bleiben, und in der Platte rings um die optische Axe alle radialen Richtungen gleich sind. — Dreht man aber den Analysator allmählich, bis die beiderseitigen Polarisations-Ebenen parallel geworden sind, so ändert sich die Phase des Bildes, indem das schwarze Kreuz verschwindet und statt seiner ein weisses Kreuz erscheint, die farbigen Ringe aber die Complementärfarbe der vorherigen annehmen.

Bei gleich dicken Platten verschiedener Substanzen hängt der Durchmesser der Ringe von der Stärke der Doppelbrechung ab: die Ringe werden desto enger, je bedeutender die Differenz zwischen ω und ε ist; der Kalkspath liefert viel engere Ringe als eine ebenso dicke Quarzplatte. Mit der Entfernung vom Centrum nimmt der Abstand der Ringe von einander ab.

Je dünner die untersuchte Platte ist, desto weiter fallen übrigens die Ringe

auseinander, und so kommt es, dass man bei einer gewissen Dünne nur noch den centralen Theil der Interferenzfigur sieht und schon der erste Farbenring ausserhalb des Gesichtsfeldes liegt. Die im Vorhergehenden besprochenen Polarisations-Erscheinungen dünner Blättchen doppeltbrechender Mineralien im parallelen Licht sind eben weiter nichts als der innerste Theil der Interferenzfiguren.

Steht in dem Krystallschnitt die optische Axe nicht genau senkrecht, so erscheint das Interferenzbild aus dem Centrum des Gesichtsfeldes gerückt, bei stärkerer Neigung vielleicht so weit, dass nur ein Theil desselben, ein Arm des Kreuzes und ein Theil der Farbenringe sichtbar ist. Bei der Drehung des Schnittes beschreibt alsdann dies Interferenzbild einen Kreis, wobei aber stets der sichtbare Theil des Kreuzes oder Kreuzarmes die gleiche Form und die gleiche Orientirung parallel dem Fadenkreuz beibehält.

Platten, in beliebiger Richtung aus einem überhaupt nur einfachbrechenden (regulären oder amorphen) Mineral entnommen, können natürlich im convergenten polarisirten Licht eine solche Interferenzfigur nicht aufweisen, sondern bleiben zwischen gekreuzten Nicols dunkel, zwischen parallelen hell, weil hier eine Zerlegung oder Änderung der Schwingungsebene der aus dem Polarisator austretenden Strahlen in keinem Falle erfolgen kann. Durch diesen Gegensatz kann man also erkennen, ob eine im parallelen polarisirten Licht isotrope Krystalllamelle regulär oder die Basis eines tetragonalen oder hexagonalen Individuums ist.

Schneidet man von einem optisch-zweiaxigen Krystall eine planparallele Platte von geeigneter Dicke senkrecht auf eine optische Axe, so erblickt man bei derselben Untersuchung im convergenten Licht zwischen gekreuztem Polarisator und Analysator ein System von elliptischen oder ovalen bunten Farbenringen, welches von einem schwarzen schattigen Streifen oder Balken durchsetzt wird; letzterer, welcher in der Axenebene liegt, erscheint zwar in der Mitte schmal und scharf begrenzt, verbreitert und vertuscht sich aber nach aussen immer mehr. Dieses Ringsystem bildet sich also um die eine der optischen Axen. Dreht man die Platte in der Horizontalebene, so dreht sich auch der Streifen, aber in umgekehrter Richtung. Der Streifen ist stets dann gerade gestreckt und halbirt das Gesichtsfeld dann, wenn die Axenebene mit einem der Nicolhauptschnitte zusammenfällt; in allen anderen Positionen zeigt er eine schwach hyperbolische Krümmung. Steht die optische Axe nicht genau senkrecht auf der Schnittfläche, so erscheint das Axenbild an der Seite oder am Rande und beschreibt beim Drehen des Präparats einen Kreis. Bei parallelen Schwingungsrichtungen des Polarisators und Analysators ändert sich die Erscheinung wie im vorhergehenden Falle.

In dem Nörremberg'schen Polarisations-Instrument (S. 52) ermöglicht es die Grösse des Gesichtsfeldes, dass man in solchen optisch-zweiaxigen Platten, deren Axenebene rechtwinkelig auf ihnen steht, die um beide Axen gebildeten Ringsysteme zugleich beobachten kann, selbst wenn der Winkel der optischen Axen einen recht grossen Werth hat.

Wird also eine solche senkrecht auf die spitze Bisectrix geschnittene oder gespaltene Platte (z. B. von optisch-zweiaxigem Glimmer) zwischen beide Linsensysteme so eingelegt, dass ihre Axenebene der Polarisationsebene entweder des Polarisators oder des Analysators parallel ist, so erblickt man ein Bild von folgender allgemeiner Beschaffenheit: beide Ringsysteme, deren Mittelpunkte den Austritten der optischen Axen entsprechen, erscheinen mit symmetrischer Figur und Lage neben einander zugleich, umgeben von lemniscatischen Farbenringen, und getrennt durch einen dunkeln Zwischenraum, während sich der die Axenaustrittspunkte verbindende schattige Streifen in der Mitte beider Systeme schmal und scharf begrenzt zeigt, weiter hinaus aber verbreitert und vertuscht. Es ist also auch hier gewissermassen ein schwarzes Kreuz vorhanden, wie in den optisch-einaxigen Krystallen, jedoch mit dem Unterschied, dass zwei Arme desselben sehr breit und kurz erscheinen, während die beiden anderen Arme sehr schmal beginnen und sich erst weiterhin ausbreiten. Das Kreuz ist daher, wenn auch symmetrisch, so doch nicht regelmässig, wie in den einaxigen Krystallen. Die beiden dunkeln Balken entstehen natürlich dadurch, dass hier in diesen Richtungen die vom Polarisator kommenden Strahlen eine Zerlegung nicht erfahren und als ordentliche Strahlen in dem Analysator absorbirt werden.

Doch muss hervorgehoben werden, dass jene erwähnte Symmetrie der Figur und Lage nur dann stattfindet, wenn die beiden optischen Axen gleich geneigt gegen die Lamelle sind, wie dies in den Krystallen des rhombischen Systems und in denjenigen Krystallen des monoklinen Systems der Fall ist, deren Axenebene dem klinodiagonalen Hauptschnitt nicht parallel ist. — Ist der Winkel der optischen Axen sehr klein, so nähert sich bei dieser Stellung die Interferenzfigur dem Bilde, welches ein optisch-einaxiger Krystall liefert.

Dreht man hierauf die Platte in ihrer eigenen Ebene so weit, bis ihre Axenebene mitten zwischen den Polarisationsebenen des Polarisators und Analysators zu liegen kommt, also mit jeder derselben den Winkel von 45° bildet, so verändert sich bei dieser Diagonalstellung die Erscheinung, und man erblickt ein Bild, in welchem beide Ringsysteme nebst den Lemniscaten vollständig zu übersehen sind und jedes derselben von einem hyperbolischen schwarzen Streifen quer durchsetzt wird. Die Scheitel beider Hyperbeln erscheinen schmal und scharf begrenzt in der Mitte der Ringsysteme in je einem Axenaustritt, die gleichseitigen Arme oder Äste derselben nach aussen verbreitert und vertuscht. — Die Grösse des Winkels der beiden optischen Axen ist maassgebend für die gegenseitige Entfernung der beiden Axenpunkte bei der Parallelstellung und der Hyperbelpole bei der Diagonalstellung; die Dicke des Blättchens hat darauf keinen Einfluss.

Steht aber die Bisectrix nicht genau senkrecht auf dem Schnitt, so zeigt das Gesammt-Interferenzbild zunächst eine excentrische Stellung; bei grösserer Abweichung erscheinen Theilbilder, ähnlich den für einaxige Krystalle angeführten. Allemal aber ist das Bild als das einer optisch-zweiaxigen Substanz

charakterisirt durch das Drehen und die Krümmung der dunkeln Balken, sowie durch das Schliessen des Kreuzes und sein Auseinandergehen in Hyperbeln bei der Drehung des Präparats.

Da nun die meisten optisch-zweiaxigen Lamellen, deren Axenebene rechtwinkelig auf ihnen steht, diese gleichzeitige Wahrnehmung beider Ringsysteme gestatten, so gewährt das convergente polarisirte Licht ein vorzügliches Hülfsmittel zur Erkennung des optisch-zweiaxigen Charakters.

E. Reusch hat gezeigt, dass man, wenn zweiaxige Glimmerblättchen mit gekreuzten optischen Axenebenen über einander geschichtet werden, die Interferenzerscheinungen einaxiger Krystalle (mit oder ohne Circularpolarisation) nachahmen kann. Das Verhalten solcher Glimmercombinationen im parallelen und convergenten polarisirten Licht entspricht, weil die ungleichnamigen optischen Elasticitätsaxen sich völlig compensiren, vollkommen demjenigen einaxiger Krystalle, wenn die Blättchen unendlich dünn und nach bestimmten Gesetzen regelmässig gekreuzt sind. Ist dies aber nicht der Fall, sind die Lamellen vielmehr verschieden dick und nicht im regelmässigen Wechsel gekreuzt, so verhalten sich die Combinationen verschieden, an manchen Stellen scheinen sie einaxig, an anderen geben sie gestörte Interferenzbilder und gleichen mehr oder weniger zweiaxigen Krystallen. Diese Verhältnisse sind für das Verständniss der Erscheinungen, welche die in der Natur vorkommenden Glimmer und Chlorite darbieten, von Belang.

Einrichtung des Mikroskops zur Beobachtung im convergenten polarisirten Licht. Um in dem mit Nicols versehenen Mikroskop an dem eingestellten dünnen Krystallblättchen die von demselben erzeugte Interferenzfigur sichtbar zu machen, wie sie bei dickeren Platten in dem für mikroskopische Untersuchungen nicht eingerichteten Nörremberg'schen Polarisationsinstrument erblickt wird, mit anderen Worten, um das Mikroskop in Stand zu setzen, vermittels desselben auch Beobachtungen im convergenten polarisirten Licht auszuführen, haben fast gleichzeitig 1878 v. Lasaulx, C. Klein und Bertrand Methoden angegeben (N. Jahrb. f. Min. 1878. 377; Nachr. d. Ges. d. Wissensch. in Göttingen 1878. 461; Bull. soc. minéral. 1878. 27).

Das Wesentliche derselben beruht zunächst in der Anwendung eines sog. Condensors, bestehend aus einer starken Sammellinse (oder einem System solcher), welche direct über dem Polarisator eingefügt und dem Object möglichst genähert wird; der Objectträger sowie das Deckgläschen sollten recht dünn sein, das Objectiv muss recht stark gewählt werden. So sind es also, wie im Nörremberg'schen Polarisationsapparat stark divergente Strahlenbündel, welche aus dem Präparat austreten und in der Focalebene des Objectivs zu einem Luftbilde vereinigt werden. Diese Interferenzfigur kann man durch den Tubus unter Entfernung des Oculars und Aufsetzung eines Analysators erblicken; sie erscheint zwar klar und scharf, aber sehr verkleinert und in relativ beträchtlicher Entfernung. Man gewahrt dieselbe aber auch in ähnlicher Beschaffenheit, indem man das Ocular belässt und durch eine über den Analysator gehaltene Loupe blickt;

in diesem letzteren Falle vereinigt die Collectivlinse des Oculars die vom Objectiv kommenden Strahlen wieder zum Bilde und sie treten als convergente Büschel paralleler Strahlen aus, welche dann durch die Loupe wieder vereinigt werden.

Um die mit dem Condensor erzeugte Interferenzfigur in stärkerer Vergrösserung wahrzunehmen, schlug E. Bertrand vor, über dem Focus des Objectivs durch eine seitliche Öffnung im Tubus eine (nach ihm genannte) schwache Sammellinse von ca. 3—4 cm Brennweite einzufügen, welche durch Trieb etwas gesenkt oder gehoben werden kann, da die scharfe Einstellung des Interferenzbildes bei den verschiedenen Objectiven variirt. Diese Bertrand'sche Linse verbindet sich mit dem zu belassenden Ocular gewissermassen wieder selbst zu einem Mikroskop, welches das vom Objectiv entworfene Axenbild vergrössert. Man hat diese Construction — die Vergrösserung der Interferenzfigur in dem Tubus selbst vorzunehmen — auch dahin modificirt, dass die Bertrand'sche Linse allein diese Vergrösserung bewirkt, indem sie sich in einem, an Stelle des Oculars in den Tubus einzusenkenden Cylinder befindet, mit dem sie ebenfalls etwas gehoben oder gesenkt werden kann. In diesem Falle wird also das Ocular selbst entfernt. Zur Erzielung eines möglichst grossen Gesichtsfeldes muss sowohl der Condensor über dem Polarisator, als das Objectiv recht stark gewählt werden. — Um den Übergang aus dem parallelen in das convergente polarisirte Licht so vorzunehmen, dass zur Aufsetzung des Condensors auf den Polarisator weder der letztere zurückgeschlagen noch das Object von der Stelle bewegt zu werden braucht, construirte Wülfing eine Vorrichtung, welche im N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 199 beschrieben ist. Eine andere wurde von R. Brunnée (Voigt & Hochgesang) in Göttingen ausgeführt.

Um auch bei ganz kleinen Theilen von Mineraldurchschnitten, welche nach dem üblichen Verfahren im convergenten polarisirten Licht keine guten Axenbilder liefern, die Interferenzerscheinungen zu erhalten und den optischen Charakter zu prüfen, empfahl Schröder van der Kolk, einen auf das Präparat (ohne Deckgläschen) gebrachten Tropfen Glycerin durch Rühren mit einem Glasstab schaumig zu machen und die entstandenen kleinen Libellen nach einer geringen Tubussenkung als Linsen wirken zu lassen; es erscheint dann in jeder Libelle ein schönes Axenbild des Körnchens, über welchem sie schwebt. Auch kann man auf einem Objectträger einen Tropfen Canadabalsam oder Glyceringelatine schaumig machen, ein Deckgläschen auflegen und sich so einen constanten Apparat herrichten, welcher mit dem Deckgläschen nach unten auf das Präparat gelegt und hin- und hergeschoben wird, damit die zu prüfenden Körnchen sich mit einer Libelle decken (Zeitschr. f. wiss. Mikroskopie VIII. 1892. 459).

Bestimmung des optischen Charakters im convergenten polarisirten Licht. Die folgenden Untersuchungen können ebensowohl in einem Nörremberg'schen Polarisationsinstrument, als in einem für convergentes polarisirtes Licht eingerichteten Mikroskop vorgenommen werden, sofern letzteres die Axenbilder hinlänglich scharf und gross zeigt.

1. Bei einaxigen Krystallen. Um zu entscheiden, ob die Doppelbrechung

einer einaxigen Lamelle positiv oder negativ ist, kann man sich eines sehr dünnen Blattes von optisch-zweiaxigem Glimmer bedienen, einer sog. Viertelundulations-lamelle, d. h. einer von derjenigen Dicke, dass die durch Doppelbrechung eines senkrecht auffallenden Lichtstrahls entstehenden zwei Strahlen einen Gangunterschied von $\frac{1}{4}$ Wellenlänge ($\frac{1}{4}\lambda$) über eine beliebige Anzahl ganzer Wellenlängen erhalten. Dieses Viertelundulations-Glimmerblatt wird bei der Untersuchung im convergenten Licht oberhalb der zu prüfenden Lamelle entweder unmittelbar unter den Analysator eingeschoben, oder in den Schlitz am unteren Ende des Tubus eingefügt, aber stets in solcher Lage, dass seine (durch einen Pfeil markirte) Axen-Ebene die beiden Polarisations-Ebenen unter 45° schneidet. Durch Einschaltung dieses Glimmerblatts trennt sich das schwarze Kreuz der Interferenzfigur in zwei Hyperbeln, deren Scheiteltangenten der Axen-Ebene des Glimmers entweder parallel sind, oder dieselbe rechtwinkelig durchschneiden. Im ersteren Falle hat die geprüfte Lamelle positive, im zweiten Falle negative Doppelbrechung. Bei den positiven Krystallen steht also die Verbindungslinie zwischen den beiden, als graue Punkte erscheinenden Hyperbelscheiteln gekreuzt (+) auf der Axenebene des Glimmerblatts, bei den negativen sind beide Linien parallel (=). Bei den ersteren erscheinen auch die concentrischen Ringe der Interferenzfigur erweitert in denjenigen Quadranten, durch welche die Trace der optischen Axenebene des Glimmers nicht geht, bei den letzteren ist solches der Fall in den Quadranten, welche durch diese Trace halbirt werden. Doch sind diese Ringe oft überhaupt nicht sehr deutlich zu bemerken, und bei Substanzen von schwacher Doppelbrechung erscheinen auch wohl die grauen Punkte unbestimmt.

Man kann auch für eine basische einaxige Lamelle den Charakter der Doppelbrechung vermittels einer anderen basischen Platte bestimmen, deren Charakter in dieser Hinsicht bekannt ist. Wenn letztere durch Auflegung auf die zu untersuchende mit ihr combinirt wird, und sich alsdann im convergenten polarisirten Licht die Ringe der Combination verengern und vermehren, so haben beide Platten (welche eben wie eine einzige verdickte wirken) dasselbe Zeichen; erweitern und vermindern sich aber die Ringe, wird also scheinbar eine Verdünnung der bekannten Platte hervorgebracht, so ist das Zeichen der Doppelbrechung für beide Platten entgegengesetzt. Als Hülfsplatte von bekanntem Charakter benutzt man gewöhnlich den negativen Calcit. — Rinne schlug (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 21) vor, sich des Gypsblättchens vom Roth I. Ordn. zu bedienen, welches man auch im parallelen polarisirten Licht anwendet. Wird dasselbe so eingeschaltet, dass seine kleinste Elasticitätsaxe c zu den Nicols unter 45° steht, indem dieselbe den rechten oberen (positiven) Quadranten des Gesichtsfeldes halbirt, so wird das schwarze Kreuz der Interferenzfigur durch ein rothes ersetzt, die Ringe zerfallen in Ringstücke und zwar erweitern sich bei optisch positiven Krystallen diejenigen im positiven Quadranten, bei negativen diejenigen im negativen (linken oberen) Quadranten. Namentlich charakteristisch ist, dass an der Kreuzungsstelle der beiden Kreuzarme die Quadranten abwechselnd in blauen und gelben Tönen gefärbt erscheinen: liegt das Blau im + Quadranten,

so ist die Doppelbrechung positiv, liegt das Blau im — Quadranten, so ist die Doppelbrechung negativ. Diese Erscheinungen treten auch bei sehr dünnen Platten, wie sie in Dünnschliffen vorliegen, und bei sehr schwach doppeltbrechenden Substanzen auf (wo die bei der ersten Bestimmungsweise erwähnten grauen Punkte ausbleiben) und können auch in dem Mikroskop mit convergentem Licht beobachtet werden.

2. Bei zweiaxigen Krystallen. Um über den positiven oder negativen Charakter der Doppelbrechung (in Betreff der spitzen Bisectrix) zu entscheiden, dazu kann man, wenigstens in denjenigen Fällen, wo die Lamelle im convergenten Licht beide Systeme von Farbenringen zeigt, auf ähnliche Weise gelangen, wie bei den optisch-einaxigen Krystallen, indem man nämlich ein sehr dünnes Blatt von zweiaxigem Glimmer (Viertelundulationsglimmerblatt) zwischen die zu prüfende Lamelle und den Analysator so einschaltet, dass die Axen-Ebene des Glimmers mitten zwischen beiden Polarisations-Ebenen liegt, dieselben also wieder unter 45° schneidet. In der zu untersuchenden Platte liegen die Elasticitätsaxen parallel diesen Nicol-Hauptschnitten. Das unregelmässige schwarze Kreuz zerfällt dann abermals in zwei (unregelmässige) hyperbolische Schweife, deren Scheiteltangenten parallel oder rechtwinkelig mit der Axen-Ebene des Glimmerblattes sind, je nachdem die Lamelle positive oder negative Doppelbrechung besitzt. Bei der auch hier erfolgenden Störung der Interferenzfigur der Platte sind in den abwechselnden Quadranten die Ringe verengert oder erweitert. Wenn die optische Axenebene des Glimmers durch die Quadranten der verengerten Ringe geht, so ist die geprüfte Platte positiv, also ihre spitze Bisectrix Axe der kleinsten Elasticität, geht sie durch die Quadranten der erweiterten Ringe, so ist die Doppelbrechung negativ, d. h. die spitze Bisectrix ist die Axe der grössten Elasticität.

Im vorstehenden Falle ist angenommen, dass die zweiaxige Krystallplatte senkrecht zur spitzen Bisectrix geschnitten vorlag, indem ja nur dann zu erwarten ist, dass sie überhaupt in Luft die beiden Axenaustritte zeigen wird. Handelt es sich um eine senkrecht zur stumpfen Bisectrix geschnittene Platte, so würde das — allerdings meist nur in Öl zu beobachtende — Interferenzbild durch das Viertelundulations-Glimmerblatt gerade die entgegengesetzte Veränderung erfahren, d. h. die oben für positiv angeführten Erscheinungen entsprechen negativem Charakter und umgekehrt.

Zur Ermittelung der relativen Grösse der optischen Elasticität kann man ferner jenen Quarzkeil zu Hülfe nehmen, dessen man sich auch bedient, um im parallelen polarisirten Licht die Bestimmung des optischen Charakters vorzunehmen (S. 63): an demselben ist bekanntlich eine Fläche genau parallel der Hauptaxe geschliffen, während die andere damit einen sehr kleinen Winkel bildet; die lange Kante des Keils (entsprechend der Hauptaxe) ist die Axe der kleinsten Elasticität, die Schneide des Keils liegt rechtwinkelig auf der Hauptaxe und mit ihr fällt die Axe der grössten Elasticität zusammen. Die zu prüfende, senkrecht auf die Bisectrix geschnittene Platte wird bei gekreuzten Nicols in der Diagonalstellung (so

dass ihre Hauptschnitte 45° mit den Nicolhauptschnitten bilden, und die Hyperbeln auftreten) in den Apparat gebracht. Wird nun zwischen den Analysator und die Platte der Quarzkeil einmal so, dass seine Hauptaxe parallel der optischen Axenebene der Platte, das anderemal so, dass dieselbe senkrecht zu der letzteren geht, langsam eingeschoben, so tritt in dem einen oder anderen Falle eine Erweiterung der centralen Ringe ein. Erfolgt dieselbe im ersteren Falle — also wenn der Quarzkeil mit seiner langen Kante im Sinne der Verbindungslinie der beiden Hyperbelpole oder der stumpfen Bisectrix eingeführt wird —, so muss diese letztere das entgegengesetzte Zeichen haben, wie der positive Quarz, demnach negativ sein, während die spitze Bisectrix (auf welche die Angaben bezogen zu werden pflegen) die Richtung der kleinsten Elasticität und die Platte positiv ist. In diesem Falle deckt sich nämlich 𝔞 im Quarz mit 𝔟 in der Platte, und 𝔠 im Quarz mit 𝔞 in der Platte; der in der Platte beschleunigte Strahl wird also im Quarz verzögert und der in jener verzögerte wird im Quarz beschleunigt; die Keilgestalt des bewegten Quarzes hat also dasselbe optische Ergebniss als ob die Platte dünner und dünner gemacht würde. — Erweitern sich dagegen die Ringe, wenn die Quarzkeil-Hauptaxe senkrecht zur Verbindungslinie der Hyperbelpole eingeschoben wird, so ist umgekehrt die spitze Bisectrix die Richtung der grössten Elasticität und die Platte negativ. In diesem Falle fällt nämlich umgekehrt 𝔞 im Quarz mit 𝔞 in der Platte, 𝔠 im Quarz mit 𝔟 in der Platte zusammen; der in der Platte beschleunigte Strahl wird daher nun auch im Quarz beschleunigt, der dort verzögerte auch hier verzögert; die Einschiebung des Quarzes hat also jetzt dieselbe Wirkung, als würde die Platte dicker und dicker gemacht. — Im Allgemeinen gilt der Satz, dass in der Mitte des Gesichtsfeldes Interferenzcurven auftreten, wenn die Richtung der optischen Axe des Quarzkeils parallel ist der Richtung der grösseren Elasticität der Platte.

Benutzt man nach dem Vorschlag von Rinne das S. 73 erwähnte Gypsblättchen vom Roth I. Ordn., welches unter 45° eingeschoben wird, so erleidet in dem diagonal gestellten Interferenzbild um die spitze Bisectrix eines zweiaxigen Krystalls die bestimmte Interferenzfarbe, welche das in der Mitte des Gesichtsfeldes befindliche grössere Feld besitzt, eine Veränderung. Erscheint in der Mitte des Gesichtsfeldes dann der höhere Polarisationston, wenn die leicht zu erkennende Ebene der optischen Axen senkrecht auf der Axe 𝔠 des Gypsblättchens steht, so ist die Doppelbrechung positiv; erscheint der höhere Polarisationston, wenn die optische Axe parallel geht mit der Axe 𝔠 des Gypses, so ist die Doppelbrechung negativ. Wird die Bestimmung an einer Platte senkrecht zur stumpfen Bisectrix vorgenommen, so kehren sich natürlich für die spitze Bisectrix die Zeichen der Doppelbrechung um.

Winkel der optischen Axen. Die Interferenzfiguren optisch-zweiaxiger Krystalle dienen auch zur Bestimmung des Winkels der optischen Axen; für ihn ist ein Maass der Abstand der Axenaustrittspunkte, (wie sie bei der Diagonalstellung einer senkrecht auf die (spitze) Bisectrix geschnittenen Platte als Hyperbelpole erscheinen. Der für die Messung benutzte, sog. Axenwinkelapparat

ist ein Instrument, welches wie ein horizontal liegendes Nörremberg'sches Polarisationsmikroskop construirt ist, und ein Fadenkreuz im Ocular besitzt, in welchem zuerst der Centralpunkt des einen, dann derjenige des anderen Axenbildes auf den Kreuzpunkt eingestellt wird; die zu untersuchende Platte steht mit einem Theilkreis in Verbindung, an welchem die zwischen beiden Einstellungen erfolgte Drehung abgelesen wird. Ausserdem besitzt das Instrument eine Einrichtung, die Platte zu centriren und zu justiren. Je nachdem das Instrument mit Licht von abweichender Farbe beleuchtet wird, erhält man in Folge der Dispersion der optischen Axen verschiedene Ablesungen für beide Einstellungen, d. h. einen grösseren oder kleineren optischen Axenwinkel. — Der hier erhaltene Werth ist aber nur der scheinbare Winkel der optischen Axen in Luft, weil beim Austritt in die Luft jeder Lichtstrahl, welcher die Platte in der Richtung der optischen Axe passirt hat, von dem Einfallsloth abgelenkt wird. Für diesen durch directe Messung an einer senkrecht auf die spitze Bisectrix geschnittenen Platte erhaltenen scheinbaren Axenwinkel in Luft gilt die Bezeichnung $2\,Ea$; derselbe ist immer grösser als der wahre.

Der wahre spitze Winkel, welchen die optischen Axen thatsächlich innerhalb des Krystallmediums mit einander bilden, wird nach dem Vorgang von Des Cloizeaux mit $2\,Va$ bezeichnet, während der durch die stumpfe Bisectrix halbirte stumpfe wirkliche Axenwinkel dann $2\,Vo$ ist (a von aign spitz, o von obtus stumpf). Dieser wahre Winkel der optischen Axen wird aus dem scheinbaren berechnet vermittels der Formel $\sin Va = \frac{1}{\beta} \sin Ea$, worin β den Brechungsquotient des in der Richtung einer optischen Axe sich fortpflanzenden Strahls bedeutet, welcher senkrecht zu derselben mit einer der Axe der mittleren Elasticität entsprechenden Fortpflanzungsgeschwindigkeit schwingt.

Ist die scheinbare Divergenz der optischen Axen sehr gross, erreicht oder überschreitet Va den Winkel der totalen Reflexion, so fallen die Ringsysteme vollständig ausserhalb des Gesichtsfeldes, und dann muss man zu anderen Hülfsmitteln seine Zuflucht nehmen, wie z. B. die Lamelle in einem stärker brechenden Medium, wie in Öl (statt in Luft) untersuchen, welches die totale Reflexion an der Grenze zwischen Platte und Luft aufhebt. Das Öl befindet sich in einem durchsichtigen Gefäss, welches in den Axenwinkelapparat eingeschaltet wird; die in ihm gemessenen scheinbaren Axenwinkel werden als Ha und Ho bezeichnet (von huile, Öl). Da beim Austritt des Lichtes in Öl keine so starke Brechung stattfindet, wie bei der in Luft, so ist der scheinbare Axenwinkel in Öl Ha allemal kleiner als der scheinbare in Luft Ea. In solchen Ölen können auch gewöhnlich die Axenpunkte auf Platten wahrgenommen werden, welche senkrecht zur Halbirungslinie des stumpfen Winkels der wahren optischen Axen liegen.

Zeigt sich auch in Folge eines übergrossen optischen Axenwinkels bei den gewöhnlich gebrauchten Ölen kein Axenbild, so kann man als umgebendes Medium eine Kaliumquecksilberjodidlösung anwenden, welche bei einem spec.

Gew. von ca. 3 einen Brechungsexponenten von ca. 1,7 besitzt. Andere so verwendbare Substanzen sind Schwefelkohlenstoff, Naphthalinmonobromid.

Ist der Brechungsquotient n des Öls (oder der anderen Flüssigkeit) bekannt, so gilt die Formel

$$\sin Va = \frac{n}{\beta} \sin Ha;$$

kann man an zwei Platten aus demselben Individuum, senkrecht auf die erste und zweite Mittellinie, sowohl Ha als auch Ho bestimmen, so lässt sich ohne Kenntniss des Werthes von β der wahre Winkel der optischen Axen ermitteln nach der Formel

$$\operatorname{tang} Va = \frac{\sin Ha}{\sin Ho}.$$

Daraus ergibt sich dann aber auch der Werth von β; denn nach Obigem ist $\sin Va = \frac{\sin Ea}{\beta}$ oder $\beta = \frac{\sin Ea}{\sin Va}$, wobei man Ea direct beobachten und Va aus dem vorstehenden Ausdruck von tang Va berechnen kann.

E. Bertrand beschrieb (Bull. soc. minér. III. 1880. 96) einen Apparat, um da den Axenwinkel noch zu messen, wo die Axenpole nicht mehr im Gesichtsfeld liegen: die in Öl getauchte Platte wird innerhalb eines Metallgefässes so weit gedreht, bis nach einander jedes Axenbild mit dem Mittelpunkt des Fadenkreuzes zusammenfällt; die Grösse der Drehung entspricht der Grösse des Axenwinkels in Öl. — Derselbe gab (Bull. soc. minér. VIII. 1885. 29. 377. 426, vgl. Z. f. Krystallogr. XII. 207) einen complicirten Apparat an, mit welchem man auch parallel der stumpfen Bisectrix die Interferenzbilder der meisten Mineralien beobachten und den Axenwinkel messen kann; dabei wird ein besonderes Beleuchtungssystem eingeführt, Objectiv und Polarisator erheischen eine besondere Construction.

Schon auf S. 48 wurde hervorgehoben, dass für verschiedene Farben die optischen Axenwinkel etwas verschiedenen Werth haben, und es handelt sich daher bei ganz sorgfältigen Bestimmungen darum, diese Werthe für die einzelnen Farben zu gewinnen. Das dabei zur Verwendung kommende möglichst monochromatische Licht wird durch gefärbte Flammen geliefert; die Flamme eines Bunsen'schen Gasbrenners wird vermittels Lithiumsalz (Li_2SO_4) einfarbig roth, Natriumsalz (Kochsalz, $NaCl$) einfarbig gelb, Thalliumsalz (Tl_2SO_4) einfarbig grün, schwefelsaures Kupferoxyd-Ammoniak einfarbig blau gefärbt. Fast monochromatisches Roth gibt Licht, welches durch Kupferoxydulglas (auch durch eine Lösung von Eosin und Methylenblau) hindurchgeht.

Anstatt des Chlornatriums ist auch Bromnatrium vorgeschlagen worden, welches nicht decrepitirt und grössere Helligkeit bewirkt. — Über eine sehr zweckmässige Lampe für monochromatisches Licht s. Laspeyres, Zeitschr. f. Instrumentenkunde 1882. 97.

Man kann auch die Bestimmung des Winkels der optischen Axen für eine zur Bisectrix senkrechte Platte in dem Mikroskop vornehmen, wenn dasselbe

durch Einschaltung eines Condensors und einer Bertrand'schen Linse (vgl. S. 72) auf convergentes polarisirtes Licht eingerichtet ist. Der Abstand der Axenaustritte, wie sie bei der Diagonalstellung der Platte als Hyperbelpole erscheinen, wird gemessen durch ein festes Ocularmikrometer, oder durch ein bewegliches Schraubenmikrometer (dessen Faden man erst mit dem einen, dann mit dem anderen Hyperbelpol in Verbindung bringt, worauf an der Mikrometerschraube die Distanz abgemessen wird, vgl. Mallard, Bull. soc. minér. V. 1882. 77), oder durch eine auf Papier entworfene Projection vermittels einer Camera lucida. Aus der gefundenen Lineargrösse $2D$ des Abstandes der beiden Pole erhält man den scheinbaren Winkel der optischen Axen in Luft $2E$ durch die Gleichung

$$\sin E = \frac{D}{K},$$

worin K einen Factor darstellt, der für ein bestimmtes, auf convergentes Licht eingerichtetes Mikroskop constant ist, und für dieses betreffende Instrument vorher festgestellt werden muss, dann aber auch für alle weiteren Untersuchungen mit demselben eingesetzt werden darf. Man erhält diesen Werth K, indem zunächst in einem eigentlichen Axenwinkelapparat der Axenwinkel in Luft $2E$ für irgend eine beliebige aber genau senkrecht zur Bisectrix geschnittene Platte bestimmt wird; alsdann wird für diese Platte in dem Mikroskop der Abstand der Hyperbelpole $2D$ gemessen. Man hat dann für das letztere Instrument $K = \frac{D}{\sin E}$, worin D und $\sin E$ bekannt sind.

Selbstverständlich muss bei diesen Messungen das Interferenzbild mit möglichster Schärfe und Deutlichkeit hervortreten, wozu eine zweckmässige Einstellung des Condensors und der Bertrand'schen Linse beiträgt. Oberhalb und unterhalb des Präparats — zwischen dasselbe und das Objectiv, sowie zwischen dasselbe und den Condensor — kann man auch einen Tropfen stark lichtbrechender Flüssigkeit einfügen, deren Brechungsexponent natürlich in Betracht gezogen werden muss.

Dispersionserscheinungen. Allemal gilt der Satz, dass der Grad von Symmetrie, welcher einer Krystallfläche eigen ist, sich auch in der Configuration und den Dispersionserscheinungen des dadurch entstehenden Interferenzbildes ausspricht, und dass die Symmetrie-Ebenen für die Krystallfläche auch solche für das Interferenzbild sind. Die für alle zweiaxigen Krystalle charakteristische Erscheinung, dass die optischen Axen für jede Lichtart oder Farbe eine etwas verschiedene Lage haben, die Dispersion der optischen Axen, wird bei Anwendung des gewöhnlichen weissen Lichtes in einem auf convergentes polarisirtes Licht eingerichteten Instrument überhaupt an der besonderen Figur und Lage gewisser isochromatischer Farbenzonen erkannt, wobei zunächst die Farben roth und blau berücksichtigt zu werden pflegen.

Wenn die den optischen Axenwinkel Halbirenden für alle Farben genau zusammenfallen, also nur eine Dispersion der optischen Axen stattfindet, so muss bei beiden Hyperbeln sowohl die Lebhaftigkeit als die Reihenfolge der

Farben von innen nach aussen ganz genau übereinstimmen. Besitzt dagegen der Krystall auch noch eine Dispersion der Mittellinien, so können die Farbensäume bei beiden Hyperbeln nicht mehr gleich sein, und gerade diese Ungleichheit bietet ein sehr vortreffliches und empfindliches Mittel zur Erkennung einer solchen Dispersion der Elasticitätsaxen, d. h. für das Ausgeschlossensein des rhombischen Systems. Specielleres siehe bei der Charakteristik der zweiaxigen Krystallsysteme.

Optische Charakteristik der regulären Krystalle und amorphen Substanzen. Lamellen von durchsichtigen regulären Krystallen üben, in beliebiger Richtung denselben entnommen, auf das polarisirte Licht in der Regel gar keine Wirkung aus, weil sie nur einfache Lichtbrechung besitzen. Diese isotropen Medien zeigen weder im parallelen noch im convergenten polarisirten Licht Interferenzfarben, speciell in dem letzteren auch keine Interferenzfigur, bleiben im parallelen bei gekreuzten Nicols während voller Horizontaldrehung stets völlig dunkel, stören niemals das schwarze Kreuz im Stauroskop u. s. w. Auf dieselbe Weise verhalten sich Lamellen durchsichtiger amorpher Mineralien. Die beiden wird man in Schnitten daran zu unterscheiden vermögen, dass die amorphen Substanzen weder krystallographischer Begrenzung noch einer Spaltbarkeit fähig sind, weshalb sie nur von ganz unregelmässigen Sprüngen durchzogen sein können; während die regulären Individuen ihre selbständige polygonale Formentwickelung nur selten verläugnen und ihre vorhandene Spaltbarkeit sich in geradlinig verlaufenden Trennungen äussert.

Hauptsächlich als Folge von inneren Spannungen kann es der Fall sein, dass reguläre oder amorphe Mineraldurchschnitte anomale Erscheinungen, Doppelbrechung aufweisen, indem sie sich zwischen gekreuzten Nicols an gewissen Stellen (oder auch vielleicht ganz) aufhellen. Derlei Spannungen der an sich isotropen Substanz können entstehen durch Druck, welchen eingeschlossene Gase oder Flüssigkeiten von hohem Ausdehnungscoëfficienten auf ihre Umgebung ausüben, durch Zug oder Druck, welchen eingeschlossene fremde feste Körper vermöge ihrer Contraction auf die zunächst umgebenden Partieen des Minerals bewirkt haben, ferner bei dem Wachsthum der Substanz selbst. Wo sich um eine Gaspore herum in Folge der durch das eingeschlossene Gas bewirkten Spannung in einem einfachbrechenden Mineral oder Glase local eine Doppelbrechung einstellt, da kann es zum Auftreten eines dunkeln Kreuzes kommen, dessen Arme natürlich den Nicolhauptschnitten parallel liegen und bei einer Präparatdrehung liegen bleiben, dessen Kreuzpunkt die Gaspore ist. Das Kreuz schliesst dann vier schwach chromatisch polarisirende, nach aussen verwaschene Quadranten ein. Die Elasticität um die Interposition ist in der Umgebung derselben radial zu derselben eine andere als tangential zu derselben. Ist sie radial grösser als tangential, so wird sich bei der Prüfung mit einem Gyps- oder Glimmerblättchen die Erscheinung so gestalten, wie bei dem Centralschnitt durch einen Sphärolithen, welcher aus optisch-einaxigen negativen Fasern besteht (vgl. S. 87). — Im übrigen muss hier auf das ausgezeichnete Werk von R. Brauns

»Die optischen Anomalien der Krystalle« (gekrönte Preisschrift der F. Jablonowski'schen Gesellschaft) Leipzig 1891 verwiesen werden.

Optische Charakteristik tetragonaler und hexagonaler Krystalle. Dünne Lamellen dieser einaxigen Medien, welche man unter dem Mikroskop im parallelen polarisirten Licht untersucht, erscheinen, wenn sie senkrecht auf die Hauptaxe geschnitten sind, zwischen gekreuzten Nicols dunkel und verbleiben auch so bei Drehung in der Horizontalebene. Gehören sie aber Durchschnitten an, welche nicht senkrecht auf die Hauptaxe liegen, so werden sie bei gekreuzten und parallelen Nicols in den meisten Stellungen farbig; nur wenn die (ihrer Richtung nach leicht an den Contouren der Durchschnitte zu erkennende) Hauptaxe *c* mit dem optischen Hauptschnitt eines Nicols parallel geht, erweisen sie sich zwischen gekreuzten Nicols dunkel, zwischen parallelen hell, was bei einer vollen Horizontaldrehung viermal vorkommt. Die basischen Schnitte stören die stauroskopische Calcit-Interferenzfigur überhaupt nicht; die parallel oder schief gegen *c* geführten nur dann nicht, wenn die in der Lamelle liegende Hauptaxe mit einem Nicolhauptschnitt zusammenfällt.

Auf allen Prismenflächen beider Systeme erscheint demnach gerade (d. h. den Prismenkanten parallele) Auslöschung, die Flächen der Pyramiden zeigen die eine Auslöschung parallel zur horizontalen Kante, auf den Flächen der Rhomboëder verlaufen die Auslöschungsrichtungen parallel den Diagonalen.

Im convergenten polarisirten Licht zeigen senkrecht auf die Hauptaxe geschliffene oder gespaltene Platten ein System von kreisrunden farbigen Ringen mit dem schwarzen Kreuz, dessen Arme den Nicolhauptschnitten parallel gehen; diese Interferenzfigur bleibt bei einer Horizontaldrehung constant; ihr Dasein unterscheidet diese einfachbrechenden Schnitte doppeltbrechender Substanzen von den Schnitten solcher, welche überhaupt nur einfachbrechend sind. — Alle anderen Schnitte weisen keine Interferenzfigur von solcher Symmetrie, Ausbildung und Constanz auf; auf parallel der Hauptaxe gehenden sieht man möglicherweise gestreckte hyperbolische Curven, die symmetrisch zur Hauptaxe liegen; liegen die Schnitte nicht besonders schief gegen die Hauptaxe, so tritt seitlich im Gesichtsfelde die Interferenzfigur der Basis hervor, welche sich bei Drehung am Rande des Schnittes fortbewegt, indem die Kreuzarme sich gewissermassen parallel mit sich selbst verschieben.

Ob das unter dem Mikroskop untersuchte Mineral dem tetragonalen oder hexagonalen System angehört, das kann man gewöhnlich durch die Beobachtung leicht ermitteln, ob es — neben den davon herstammenden doppeltbrechenden Durchschnitten — quadratisch oder hexagonal begrenzte Schnitte sind, welche sich als einfach-brechend erweisen. Die tetragonalen Individuen liefern als basische Schnitte auch wohl selten Oktogone, die hexagonalen Dreiecke oder Neunecke. Treten in den basischen Schnitten Risse, welche der Spaltbarkeit entsprechen, hervor, so sind es in den tetragonalen zwei zu einander rechtwinkelige gleichwerthige Systeme, in den hexagonalen drei oder sechs, ebenfalls gleichwerthige Systeme.

Die anisotropen mehr oder weniger parallel der Hauptaxe geführten Längsschnitte sind sowohl im tetragonalen als im holoëdrisch-hexagonalen System zumeist oblong rechtwinkelig (entsprechend der Combination $\infty P . 0P$) oder ungleichwinkelig sechsseitig (Combination $\infty P . P$, meistens nach ∞P in die Länge gezogen), nur sehr selten ungleichwinkelig achtseitig (Combination $\infty P . P . 0P$). Polarisirende Quadrate sind hier Längsschnitte durch die tetragonale oder hexagonale Combination $\infty P . 0P$, wobei die Krystalle ebenso dick als hoch sind.

Durch Druck können optisch-einaxige Krystalle zweiaxig werden und zwar fällt, wie Moigno und Soleil fanden, die Axenebene bei den optisch positiven in die Richtung des Drucks, bei den negativen stellt sie sich senkrecht dazu. — Im Allgemeinen wird in den gepressten Körpern die optische Elasticität in der Druckrichtung grösser als senkrecht dazu.

Optische Charakteristik rhombischer Krystalle. Prüft man *dünne*, dem rhombischen System angehörige Durchschnitte in dem mit Nicols versehenen Mikroskop bei parallelem polarisirtem Licht, so werden dieselben, da die Elasticitätsaxen sämmtlich mit den krystallographischen zusammenfallen, jedesmal dann zwischen gekreuzten Nicols dunkel werden, sobald irgend eine der rechtwinkelig auf einander stossenden Umrisslinien, welche ja einer krystallographischen Axe parallel sind, mit einem Nicolhauptschnitt coincidirt. Diese *gerade Auslöschung* tritt bei einer vollen Horizontaldrehung viermal ein. In diesem Falle erscheint auch das schwarze Kreuz im Stauroskop unverändert. Recht selten ist es selbstredend, dass der Durchschnitt des rhombischen Minerals gerade genau senkrecht auf einer der optischen Axen steht, wobei er alsdann selbst bei einer vollen Drehung stets zwischen gekreuzten Nicols hell bleibt (vgl. S. 53). In *allen übrigen Fällen*, mit Ausnahme dieser beiden, erscheint der Durchschnitt zwischen gekreuzten und parallelen Nicols farbig und stört er die Interferenzfigur im Stauroskop.

Die Prismen- und die Pinakoidflächen zeigen also allemal gerade Auslöschung; der Querschnitt eines rhombischen Prismas besitzt seine Auslöschung parallel der längeren und kürzeren Diagonale. — In den Schnitten aus einer der drei Hauptzonen $0P : \infty\bar{P}\infty$, $0P : \infty\breve{P}\infty$, $\infty\bar{P}\infty : \infty P\infty$ liegt die Auslöschung parallel zu denjenigen Begrenzungslinien oder Spaltrissen, welche einer krystallographischen Axe (Zonenaxe) parallel gehen. — Eine pinakoidale Spaltbarkeit kann parallele, eine prismatische Spaltbarkeit muss entweder parallele oder sich durchkreuzende Spaltrisse hervortreten lassen: zu den parallelen Spaltrissen liegt hier die Auslöschung stets parallel und senkrecht, für die sich schneidenden halbirt sie den Winkel.

Über die im convergenten polarisirten Licht hervortretenden Interferenzbilder senkrecht auf die spitze Bisectrix in Parallel- und Diagonalstellung (auch senkrecht auf eine optische Axe) vgl. S. 69. — Ist das rhombische Individuum spaltbar nach einem der zwei Pinakoide, welche rechtwinkelig auf der optischen Axen-Ebene stehen, so wird die Normale der Spaltungslamelle entweder mit der *spitzen* oder mit der *stumpfen* Bisectrix zusammenfallen, und so wird man im

ersteren Falle die beiden Ringsysteme im convergenten Licht deutlich erblicken, sobald der scheinbare (d. h. der in der Luft gemessene) Neigungswinkel der beiden optisehen Axen ($2E$, im Gegeusatz zu $2V$, dem wahren Axenwinkel) nicht grösser ist, als 120°. — Ist aber der Krystall nur spaltbar naeh demjenigen Pinakoid, welches der Axenebenc parallel liegt, so ist man meist genöthigt, zwei Platten zu schleifen, welehe den beiden andereu Pinakoideu parallel sind, und von denen die eino, auf welcher die spitze Biseetrix senkrecht steht, die Beobachtung der beiden Ringsysteme jcdeufalls gewährleistct. Nur wenn der Krystall nach eiuem dieser Pinakoide tafelartig ausgedehnt ist, wird man die Schleifung der entsprechenden Lamelle entbehren können. — Ist cndlich der Krystall nach gar keinem der Pinakoide spaltbar oder tafclförmig ausgedehnt, so muss man drei Platten schleifen, welche den drei Pinakoiden parallel sind, und wird danu in derjcnigen Platte, auf welcher die Axenebenc und die spitze Biseetrix normal sind, die beiden Ringsysteme beobachten könuen.

In dem Falle, dass in einem gegebenen Sehnitt eines rhombischen Minerals das Interferenzbild nicht im Centrum des Gesichtsfeldes erseheint, steht dasselbe natürlich nicht senkrecht auf der Biseetrix. Wenn einer der Balken aber dann noch bei Parallelstcllung das Gesiehtsfeld symmetrisch halbirt, so geht der Schnitt daun wenigstens parallel einer Krystallaxe; tritt letzteres nicht ein, so ist der Schnitt ein solcher, dass er alle drei Axen in endlieben Abständen trifft.

In den Krystallen des rhombisehen Systems offenbart sich dic Dispersion der optisehen Axen derart symmetriseh, dass die den verschiedenen Farben entsprechenden Axen iu der gleichen Ebene liegen und mit der Biseetrix beiderscits gleiche Winkel bilden. Wenn nun bei Parallelstellung der Platte die innersten Ringe der beidcu elliptisehen Ringsysteme das Roth nach innen, das Blau nach aussen zeigen, oder wenn in der Diagonalstellung der Platte die Seheitel der beiden Hyperbeln auf der concaveu Seite roth, auf der convexcn Seite blau gesäumt erscheinen, so bilden die rotheu Axen einen kleineren Winkel, als die blauen oder violetten Axen, was durch das Symbol $\varrho < v$ ausgedrüekt wird. Wenn dagegen die Lage der rothcn und der blauen Farbensäume die entgegengesetzte ist, so wird $\varrho > v$, oder so würde der Axenwinkel für die rotheu Strahlen grösser seiu, als für die blauen Strahlen.

Optische Charakteristik monokliner Krystalle. Monokline Mineralien zeichnen sich im paralleleu polarisirten Licht dadurch aus, dass dieselben theils Schnitte liefern, in denen dic Auslösehungen parallel und seukreeht zu den Symmetrie-Riehtungen liegen (wic es im rhombisehen System allerwegen der Fall), theils Sehuitte, in denen dio Auslöschung mit der Riehtung der krystallographischen Axcn nicht zusammenfällt (wie es im triklinen System durchgängig vorkommt). Wie das monokline System morphologiseh iu der Mitte stcht zwischen dem rhombischen und triklincn, so vereinigt cs gewissermassen in sich das in solcher optiseher Hinsieht für beide Systeme Charakteristische.

Durehsehnitte monokliuer Mineralicn, welehe im parallelen polarisirten Licht nutersucht werden, kann man im Gegensatz zu den rhombisehcn daran er-

kennen, dass bei der Horizontaldrehung des Durchschnitts dann Dunkelheit zwischen gekreuzten Nicols (im Stauroskop Herstellung des schwarzen Kalkspathkreuzes) eintritt, wenn irgend eine der Umrisslinien, welche einer krystallographischen Axe parallel geht, irgend einen schiefen Winkel mit einem Nicolhauptschnitt macht. Diese sog. schiefe Auslöschung ist ja der Beweis dafür, dass nicht mehr, wie im rhombischen System, alle Elasticitätsaxen mit den krystallographischen coincidiren.

Die Lage der Elasticitätsaxen im monoklinen System erfordert es nun aber, dass das Kreuz im Stauroskop ungestört erscheint (und zwischen gekreuzten Nicols Dunkelheit eintritt), sobald die Orthodiagonale mit einem Nicolhauptschnitt zusammenfällt. Die Orthodomen, das Orthopinakoid, die Basis bieten also hier gerade Auslöschung dar, welche parallel und senkrecht steht zu den monotomen, diagonal zu den prismatischen Spaltrissen; der Querschnitt eines Prismas löscht wie im rhombischen System parallel den Diagonalen aus. Blos in dieser orthodiagonalen Zone, in welcher allein auch Umrisse und Spaltbarkeit symmetrische Figuren bilden, liegen die Auslöschungen parallel und senkrecht zu den Symmetrie-Richtungen.

Auf dem Klinopinakoid erscheint allemal schiefe Auslöschung, ebenfalls auf Schnitten aus der Zone 0P : ∞Ꝑ∞ und ∞P∞ : ∞Ꝑ∞. In der prismatischen Zone hat die Auslöschungsschiefe je nach der Lage der Zone zu den optischen Axen und je nach der Orientirung der letzteren entweder ein Maximum auf dem Klinopinakoid und sie nimmt stetig ab, je mehr man sich dem Orthopinakoid nähert, auf welchem sie Null wird; oder sie nimmt vom Klinopinakoid aus nach der Querfläche anfangs zu bis zu einem Maximum, und dann erst ab bis zum Werth Null. — Das Maass der Auslöschungsschiefe auf Schnitten genau parallel dem Klinopinakoid, d. h. die Grösse des Neigungswinkels einer Elasticitätsaxe zur Verticalaxe, ist für die verschiedenen monoklinen Mineralien sehr charakteristisch; dieser Winkel ist natürlich gleich demjenigen, welchen die andere Elasticitätsaxe mit der Normalen auf das Orthopinakoid bildet. Auf anderen schief auslöschenden Schnitten wechselt die Schiefe je nach der Richtung.

Küch construirte einen kleinen Apparat, um ein bestimmtes Individuum eines zwischen zwei Deckgläschen in Canadabalsam befindlichen Mineralpulvers um seine krystallographische Verticalaxe drehen, und in verschiedener Lage auf seine Auslöschung prüfen zu können (vgl. N. Jahrb. f. Miner. 1886. I. 37).

Was das Verhalten monokliner Krystalle im convergenten polarisirten Licht anbetrifft, so war von der dreifach abweichenden Lage der optischen Axenebene bereits S. 49 die Rede. Bei der Dispersion der optischen Axen wird die relative Grösse des Axenwinkels ($\varrho > v$ oder $\varrho < v$) an denselben Erscheinungen erkannt, wie bei der Interferenzfigur des rhombischen Systems (S. 82). — Eine Dispersion der Elasticitätsaxen kann natürlich an der Orthodiagonalen niemals eintreten, dagegen werden die in der Symmetrie-Ebene liegenden beiden Elasticitätsaxen mehr oder weniger dispergirt. Bei dem S. 49 erwähnten Fall I (optische Axen-Ebene parallel dem klinodiagonalen Hauptschnitt) liegen die

optischen Axen für alle Farben zwar in derselben Ebene, abor die Bisectrix ist für jede Farbe eine andere, indem die Bisectricen längs der Richtung des Klinopinakoids zerstreut erscheinen (geneigte Dispersion, Dispersion inclinée Des Cloizeaux's). Eine gemeinschaftliche Bisectrix für alle Wellenlängen existirt also nicht mehr. Bei Anwendung von weissem Licht ist in dem Interferenzbild die Vertheilung der Farben in den inneren Ringen und an den Hyperbelsäumen zwar noch symmetrisch zur Axenobene (d. h. zur Ebene der Bisectricen, der Symmetrie-Ebene), aber nicht mehr zu einer darauf senkrechten Ebene; d. h. beide Augen der Lemniscaten sind rechts und links von der Symmetrie-Ebene gleich, aber das vordere ist vom hinteren verschieden.

In den Fällen 2a und 2b (S. 49) — Orthodiagonale eine der beiden Bisectricen — kann nur die optische Normale und jedesmal diejenige Bisectrix dispergirt werden, welche nicht die Orthodiagonale ist. — In dem Falle 2a (Orthodiagonale spitze Bisectrix) müssen sich, in der Richtung der Axe *b*, also senkrecht auf das Klinopinakoid gesehen, die auf letzterem senkrecht stehenden Ebenen der optischen Axen für die verschiedenen Farben fächerförmig durchkreuzen: die Axenebene für rothes Licht und die für blaues Licht zeigen zu einander eine Verschiebung über Kreuz (gedrehte oder gekreuzte Dispersion, D. tournante oder croisée Des Cloizeaux's). Weil die Interferenzfigur in der einzigen Symmetrie-Ebene liegt, existirt überhaupt keine Ebene mehr, mit Bezug auf welche sie symmetrisch wäre. Dagegen ist der Austrittspunkt der spitzen orthodiagonalen Bisectrix *b* wenigstens noch insofern ein Punkt der Symmetrie, als, wenn man einen Punkt der Interferenzfigur mit jenem centralen Punkte derselben durch eine Linie verbindet und diese über jenen hinaus um sich selbst verlängert, die beiden Endpunkte dieser Linie gleiche Farben aufweisen. — Im Falle 2b (Orthodiagonale stumpfe Bisectrix) müssen gleichfalls die Ebenen der optischen Axen für alle Farben durch die Axe *b* gehen, aber man spricht hier von der horizontalen Dispersion (D. horizontale Des Cl.), weil in der Richtung senkrecht auf die Axe *b* oder senkrecht auf das Orthopinakoid gesehen, die Ebenen der optischen Axen für verschiedene Farben horizontal über einander zu liegen scheinen. Die Farbenvertheilung ist hier noch, aber auch nur, symmetrisch zu dem Klinopinakoid, auf welchem ja in diesem Falle alle Axenebenen der verschiedenen Farben normal stehen; in beiden Augen der Lemniscaten ist rechts und links von dor Symmetrie-Ebene die Farbenvertheilung genau gleich, aber jedes Auge ist vorn anders gefärbt als hinten. Es ist einleuchtend, dass die gekreuzte und die horizontale Dispersion stets zusammen auftreten: ob man einer Substanz die eine oder andere Art dieser Dispersionen zuschreibt, hängt lediglich von der Grösse des optischen Axenwinkels ab. — Alle diese Dispersionserscheinungen sind natürlich für Krystalle des rhombischen Systems ausgeschlossen, worin ein wesentliches Mittel der Diagnose beruht.

Bei einer sehr starken Dispersion der Bisectricen kann es geschehen, dass Schnitte, welche nicht ganz genau senkrecht auf der optischen Axenebene stehen, zwischen gekreuzten Nicols beim Drehen überhaupt in keiner Stellung auslöschen.

Besitzt der monokline Krystall, dessen optische Axen-Ebene parallel dem klinodiagonalen Hauptschnitt geht, deutliche klinodiagonale Spaltbarkeit, so lässt sich in einer Spaltungslamelle desselben die Lage der beiden Bisectricen leicht bestimmen. Man braucht nämlich die Lamelle nur im parallelen polarisirten Licht zwischen gekreuztem Polarisator und Analysator einmal in ihrer eigenen Ebene herumzudrehen und diejenigen beiden Richtungen zu bemerken, nach welchen sie das Maximum der Verdunkelung zeigt; diese beiden, auf einander rechtwinkeligen Richtungen sind es, in welche die Bisectricen fallen, und man wird finden, dass solche keine symmetrische Lage zu der Verticalaxe und Klinodiagonale haben; woraus denn folgt, dass auch die optischen Axen unsymmetrisch gegen diese beiden krystallographischen Axen liegen. Eine Spaltungslamelle von Gyps lässt dies sehr gut erkennen. Schleift man aus einem dickeren Krystall zwei Lamellen, welche auf der einen und auf der anderen Bisectrix rechtwinkelig sind, so wird wenigstens die eine derselben im convergenten polarisirten Licht die beiden Ringsysteme beobachten lassen. — Hätte man gefunden, dass eine der beiden Bisectricen ungefähr rechtwinkelig auf der Fläche des Orthopinakoids, oder der Basis, oder eines Hemidomas ist, und besitzt der Krystall nach derselben Fläche entweder eine tafelförmige Gestalt oder eine zweite Spaltbarkeit, so wird man im convergenten Licht entweder unmittelbar durch den Krystall, oder durch eine Spaltungslamelle beide Ringsysteme, jedoch mit unsymmetrischer Figur und Lage wahrnehmen. Dies zeigen z. B. manche durch das Orthopinakoid tafelförmige oder säulenförmige Diopsidkrystalle.

Besitzt der monokline Krystall im Falle 2 a klinodiagonale Spaltbarkeit, oder ist er tafelförmig nach dem Klinopinakoid, so sieht man durch eine Spaltungslamelle oder auch unmittelbar durch den Krystall selbst im convergenten Licht meist beide Ringsysteme zugleich. — Zeigt ein prismatisches Spaltblättchen Axenaustritt, so steht er schief gegen die beiden Halbirungslinien des Gesichtsfeldes.

Optische Charakteristik trikliner Krystalle. In dem triklinen System gibt es gar keine Fläche mit gerader Auslöschung; die Auslöschung liegt in allen Zonen im Allgemeinen schief gegen die Umrisslinien und die Spaltungsrisse. Bei den Durchschnitten durch trikline Krystalle ist die Interferenzfigur im Stauroskop stets gestört, wenn eine der krystallographischen Axen mit einem Nicolhauptschnitt parallel geht. Für jede Farbe haben die optischen Axen eine abweichende Lage in verschiedenen Ebenen und zugleich eine andere Mittellinie, es findet demnach hier eine Dispersion sowohl der Axen als der Axenebenen als der Mittellinien statt. Im convergenten polarisirten Licht ist daher die Interferenzfigur in Schnitten senkrecht gegen eine Bisectrix nicht nur von der entsprechenden eines rhombischen, sondern auch von derjenigen eines monoklinen Krystalls verschieden: die Farbenvertheilung ist hier unsymmetrisch sowohl mit Bezug auf die Projectionslinie der Axenebene, als hinsichtlich einer dazu Senkrechten, als auch unsymmetrisch zum Mittelpunkt des ganzen Axenbildes.

Polarisationserscheinungen bei Zwillingen und Aggregationsformen. Sämmtliche Zwillingsbildungen doppeltbrechender Mineralien mit geneigten Axensystemen geben im parallelen polarisirten Licht ihre Zusammensetzung aus mehreren Individuen entweder durch Farbengegensätze oder durch Unterschiede der Helligkeit zu erkennen, wofern die Platte nicht parallel zur Verwachsungsebene gerichtet ist. Ist der Schnitt senkrecht zur Zwillingsebene, so liegen die Auslöschungsrichtungen der einzelnen Individuen symmetrisch zu der Zwillingsnaht. Polysynthetische Zwillinge mit lamellarer Ausbildung der Individuen liefern im polarisirten Licht gestreifte Schnitte, nach zwei Gesetzen gleichzeitig ausgebildete Zwillingsverwachsungen ergeben solche mit gitterartiger oder parquettirter Zeichnung.

Ist die Schnittfläche genau oder nahezu parallel der Verwachsungsebene der Individuen, so muss jeder transmittirte Lichtstrahl durch beide Individuen hindurchgehen und im parallelen polarisirten Licht wird daher zwischen gekreuzten Nicols in keiner Stellung völlige Dunkelheit eintreten. Wo bei schiefen Schnitten die Individuen an ihrer Grenze theilweise übereinander greifen, fallen die Grenzen manchmal undeutlich aus. Unterscheiden sich die Individuen nur durch Grade der Helligkeit, so werden Farbengegensätze durch Einschaltung eines Gyps- oder Quarzplättchens hervorgebracht.

Im convergenten polarisirten Licht treten hier Axenbilder selbstverständlich nur dann hervor, wenn die einzelnen verzwillingten Individuen gross genug sind, um solche zu zeigen.

Alle Zwillinge des regulären Systems und die parallelaxigen des tetragonalen und hexagonalen können natürlich im polarisirten Licht überhaupt nicht optisch als solche erkannt werden.

Da wo in den Aggregaten die feinen Individuen nicht parallel, sondern nach verschiedenen Richtungen gelagert sind, müssen die einzelnen derselben, sofern sie nicht isotrop sind, im polarisirten Licht gegenseitig verschieden gefärbt erscheinen. Bei dieser verschwommenen und schillernden, oft fleckig marmorirten sog. Aggregatpolarisation kann bei einer Horizontaldrehung selbstverständlich niemals der Fall eintreten, dass das ganze Aggregat zwischen gekreuzten Nicols gleichmässig dunkel wird. — Wo aber eine grosse Anzahl feinster Kryställchen, durch isotrope Masse getrennt, genau parallel unter einander gerichtet ist, wie dies z. B. bei den glasgetränkten Strängen winziger Feldspathmikrolithen im Obsidian wohl der Fall ist, da kann bei schwacher Vergrösserung das ganze Gesichtsfeld eine optische Reaction wie ein einfacher Krystall ergeben; geht in diesem Falle die Axe der grössten Elasticität parallel der Längserstreckung der Nädelchen, so wird die Erscheinung eines negativen Krystalls hervortreten.

Durch das Centrum geführte dünne Schnitte von radialfaserig oder -strahlig struirten Kugeln oder Halbkugeln, z.B. Sphärolithen, zeigen, wenn das Aggregat homogen und jede Faser mit der anderen äquivalent ist, im parallelen polarisirten Licht oft zwischen gekreuzten Nicols ein dunkles (bisweilen blaugesäumtes) rechtwinkeliges Kreuz, dessen Arme von dem Mittelpunkt der Fase-

rung ausgehen und in der Richtung der Polarisationsebenen der Nicols liegen. Diese letztere Erscheinung entsteht folgendermassen: In der durch das Centrum gehenden Platte, welche so dünn ist, dass sie nur aus einer ihrer Ebene parallelen Schicht von Fasern besteht, sind die letzteren alle radial und zugleich horizontal gerichtet. Gehören die Fasern nun einem einaxigen Mineral an, dessen Längsrichtung parallel der optischen Axe geht, oder einem zweiaxigen, dessen Längsrichtung ebenfalls irgend eine optische Elasticitätsaxe ist, so müssen gleichzeitig vier, um 90° verschieden gelegene Büschel ganz (oder fast ganz) paralleler Fasern — nämlich solche, deren Prismenaxen mit den Nicolhauptschnitten parallel gehen — gerade auslöschen und zusammen ein dunkles Kreuz bilden. Bei der Drehung des Präparats gelangen immer andere Fasern dazu und dabei verbleibt das Kreuz natürlich an seiner Stelle; nur scheinbar bewegt es sich in umgekehrter Richtung mit derselben Geschwindigkeit, mit welcher das Präparat gedreht wird. In den durch das Kreuz gebildeten vier Quadranten liegen diejenigen Fasern, deren Elasticitätsaxen schief gegen die Nicolhauptschnitte gerichtet sind und hier ist je längs dem mittleren Radius die Helligkeit am grössten; das dunkle Kreuz kann daher auch nicht sehr scharf begrenzt sein, es verschwimmt allmählich in die hellen Quadranten. Bei parallelen Nicols gewahrt man ein unvollkommenes bräunliches Kreuz, dessen fleckenartige Äste zwischen den verschwundenen Balken des ersteren liegen. Vermittels eines Gypsblättchens oder eines Quarzkeils kann man auch hier den optischen Charakter der Fasern bestimmen, wie an den Interferenzfiguren einaxiger Platten im convergenten Licht. Sollten solche centralen Schnitte durch radialfaserige homogene Kugeln vorliegen, welche aus monoklinen oder triklinen Individuen bestehen, so würden die dunkeln wiederum unter einander rechtwinkeligen Kreuzarme im Allgemeinen nicht parallel den Nicolhauptschnitten liegen, entsprechend dem Winkel, welchen die Elasticitätsaxe mit der Längsaxe der Fasern und der darauf stehenden Normalen bildet.

Sofern nun eine solche radialstrahlig aufgebaute Kugel *nicht homogen* ist, sondern aus regelmässig wechselnden Fasern oder Faserbüscheln *zweier* verschiedener Mineralien besteht, und dabei die Längsrichtung in beiden eine gerade Auslöschung zeigt, so wird bei centralem Schnitt an der zuerst beschriebenen Erscheinung des einfachen mit den Nicolhauptschnitten zusammenfallenden dunkeln Kreuzes nichts geändert, mögen die Fasern regelmässig oder unregelmässig abwechseln. Besitzt aber die Längsrichtung des einen Minerals gerade, die des anderen schiefe Auslöschung, so muss, wenn die beiderlei Fasern *regelmässig* abwechseln, der durch das Centrum einer solchen Kugel geführte Schnitt auch *zwei* vierarmige Kreuze zeigen, die sich unter dem Winkel schneiden, welcher der Auslöschungsschiefe des zweiten Minerals entspricht. Sind die letztgedachten beiden Mineralien *regellos* verbunden, so erscheint auch ein mehr confuses Interferenzbild.

Wenn jedoch bei einer dickeren homogenen Platte eine oder beide Schnittflächen *nicht mehr durch das Centrum* gehen, so besteht der Schnitt in der

Mitte aus senkrecht stehenden, nach der Peripherie zu aus immer mehr geneigt liegenden Fasern. Sofern nun die Fasern optisch einaxig sind, wird in dem Umkreis des Sphärolithschnittes bei parallelem polarisirtem weissem Licht zwischen gekreuzten Nicols nicht nur ein dunkles Interferenzkreuz, sondern auch ein System kreisrunder bunter Farbenringe hervortreten, ähnlich wie es das Interferenzbild einer basischen einaxigen Platte im convergenten Licht zeigt. Liegt das weggeschnittene Centrum des Sphärolithen oberhalb der Platte, so wird man, um Kreuz und farbige Curven zu sehen, das Objectiv etwas emporheben müssen; liegt es unterhalb derselben, so muss dagegen das Objectiv etwas gesenkt werden. Oft gelingt es an dieser Interferenzfigur vermittels eines Viertelundulationsglimmerblatts den optischen Charakter der Sphärolithcomponenten zu bestimmen, wie an der Interferenzfigur im convergenten Licht. — Gehören die radialen Fasern der Sphärolithe zweiaxigen Systemen an, so kann eine solche Erscheinung dann nicht hervortreten.

Die Erscheinung, dass ein kugeliges Aggregat von krystallinischen Substanzen über seine ganze Ausdehnung hin beim Drehen zwischen gekreuzten Nicols viermal total dunkel und in den Zwischenstellungen viermal farbig wird, kann offenbar nur dann eintreten, wenn alle Individuen parallel liegen, indem sie nur dann so wie ein Krystall zu wirken vermögen. Derartige Gebilde sind von den französischen Forschern Sphérolithes à extinction genannt worden.

Aggregate normaler amorpher Substanzen, welche nicht durch Spannungen beeinflusst sind, werden natürlich bei gekreuzten Nicols in jeder Stellung dunkel werden. Besteht das Aggregat der amorphen Substanz aber aus concentrischen Schalen, welche einander durch gegenseitigen Druck in Spannung versetzt haben, so wird die Elasticität an jeder Stelle in radialer Richtung eine andere und zwar grössere sein, als in tangentialer und ein solches Aggregat wird daher eine optische Wirkung auszuüben vermögen, wie ein radiales aus optisch einaxigen negativen Fasern, d. h. es wird das dunkle Kreuz nebst den vier hellen Quadranten und negativen Charakter zeigen.

Pleochroismus. Man versteht darunter die Eigenschaft pellucider Krystalle, im durchfallenden Licht nach verschiedenen Richtungen eine verschiedene Farbe oder eine abweichende Intensität derselben Farbe zu zeigen. Die Farbe eines solchen Krystalls kommt davon her, dass von dem auffallenden weissen Licht nur die Strahlen, welche eben seine Farbe bilden, durchgelassen, die anderen absorbirt oder verschluckt werden. Da in den regulären Krystallen (sowie in den amorphen Körpern) diese Absorption nach allen Richtungen hin gleich ist, so können dieselben auch keinen Pleochroismus aufweisen. In den doppeltbrechenden Krystallen ist aber diese Absorption gewisser Lichtstrahlen nach den Hauptrichtungen ungleich, und für sie ist daher die Erscheinung des Pleochroismus nothwendig, welche sich in den optisch-einaxigen als Dichroismus, in den optisch-zweiaxigen als Trichroismus äussert. Diese Absorption steht im engsten Zusammenhang mit der Doppelbrechung. Wie die beiden einen doppeltbrechenden einaxigen Krystall durchlaufenden Strahlen einen abwei-

chenden Brechungsindex besitzen, so erleiden sie auch eine verschiedene Absorption, und wie ferner der Brechungsindex für den ordinären Strahl constant ist, der für den extraordinären aber mit der Richtung zur Hauptaxe wechselt, so ist auch der Absorptionscoëfficient für den ersteren constant, während er für den letzteren mit der Richtung variirt. In der Richtung, in welcher keine Doppelbrechung erfolgt, tritt daher auch keine Absorptionsverschiedenheit zweier Strahlen auf.

Die Schwingungsrichtungen, welche für eine bestimmte Farbe der grössten, mittleren und kleinsten Absorption entsprechen (die Axen der Absorption, wie man sie mit Laspeyres nennen könnte), sind in den dichroitischen Krystallen parallel und rechtwinkelig der Hauptaxe; unter den trichroitischen Krystallen entspricht in dem rhombischen System die verschiedene Absorption den drei Hauptelasticitätsaxen, welche bekanntlich hier mit den drei krystallographischen Axen zusammenfallen, weshalb denn hier rechtwinkelig auf den drei Hauptschnitten die Farbenverschiedenheit erscheint. Nach den Untersuchungen von Laspeyres (Z. f. Kryst. IV. 1880. 454) und Ramsay (ebendas. XIII. 1888. 97) fällt in monoklinen Krystallen zwar noch eine Absorptionsaxe mit derjenigen Hauptelasticitätsaxe zusammen, welche hier krystallographische Symmetrieaxe ist, wogegen die beiden anderen Absorptionsaxen, welche in der Symmetrieebene liegen, nicht mit den beiden übrigen Hauptelasticitätsaxen für die Farbe zusammenzufallen brauchen; diese beiden müssen auch nicht rechtwinkelig auf einander sein. Im triklinen System braucht zwischen den drei Hauptabsorptionsrichtungen und den Hauptelasticitätsaxen überhaupt keine Coincidenz stattzufinden und die ersteren brauchen nicht rechtwinkelig auf einander zu sein.

Haidinger hat bekanntlich zur Untersuchung des Pleochroismus ein besonderes Instrument, das Dichroskop, angegeben; dasselbe besteht im Wesentlichen aus einem länglichen Kalkspath-Rhomboëder, steckend in einer Hülse, welche an dem Ocularende eine vergrössernde Linse, an dem Objectivende eine Metallplatte mit kleiner quadratischer Öffnung besitzt, die beim Durchblicken doppelt erscheint. Mittels desselben kann man die nach verschiedenen Richtungen austretenden Farben in die beiden Strahlen O und E neben- und auseinander legen.

Bei den petrographisch-mikroskopischen Untersuchungen dünngeschliffener Blättchen pflegt man aber, wie zuerst Tschermak angab (Sitzungsber. Wiener Akad. Bd. 59. Mai 1869), den Pleochroismus dadurch zu beobachten, dass man nur den unteren Nicol einfügt und bei festliegendem Präparat diesen dreht, oder besser bei feststehendem unteren Nicol eine Horizontaldrehung des Präparats vornimmt (anstatt des unteren blos den oberen Nicol zu benutzen, könnte störende Erscheinungen hervorrufen, da das vom Spiegel in das Mikroskop fallende Licht theilweise polarisirt ist; um letzteren Umstand zu vermeiden, schlug C. Viola vor, das Mikroskop in horizontale Lage zu bringen, so dass das Licht ohne Spiegel hindurchgeht und sich alsdann des Analysators zu bedienen). Jene Farbengegensätze, welche man an den beiden Quadratbildchen des Haidinger'schen Dichro-

skops nebeneinander erhält, treten hier bei der Drehung nacheinander hervor. Indem man einmal die eine und einmal die andere Elasticitätsaxe des Krystalldurchschnitts mit dem Hauptschnitt des polarisirenden Nicols parallel stellt, werden in der Krystallplatte nacheinander die beiden, ihren Schwingungsrichtungen entsprechenden Absorptionsrichtungen hervorgerufen.

Liegt eine optisch-einaxige, senkrecht auf die Hauptaxe geschnittene Platte vor, so wird man bei der Drehung überhaupt keinen Farbengegensatz gewahren, da in dem Blättchen keine Doppelbrechung stattfindet und der Farbenton lediglich bedingt wird von derjenigen Absorption, welche der ordentliche, in der Ebene senkrecht zur Hauptaxe schwingende Strahl O erfährt; man nennt diesen constanten Farbenton die Farbe der Basis. Eine parallel der Hauptaxe vertical geschnittene Platte wird sich aber als dichroitisch erweisen; richtet man die darin gelegene krystallographische Hauptaxe c senkrecht auf den Nicolhauptschnitt, so erscheint die Platte mit derjenigen Farbe, welche der Absorption des ordentlichen Strahls (welcher wieder parallel der Basis schwingt) entspricht; man wird also hier wieder genau dieselbe Farbe vor sich haben, welche auch eine basische Platte überhaupt zeigt. Wird dagegen in der vertical geschnittenen einaxigen Platte die Hauptaxe c parallel mit dem Nicolhauptschnitt gestellt, so offenbart sich die abweichende Absorption, welche dem ausserordentlichen (parallel der Hauptaxe schwingenden) Strahl E zukommt; letztere nennt man wohl die Farbe der Axe. Um den Dichroismus einaxiger Krystalle zu prüfen genügt daher eine parallel der Hauptaxe geschnittene Platte, indem sie beide Farben ergibt. Bildet die Hauptaxe c 45° mit dem Hauptschnitt des Nicols, so erscheint eine Farbe, welche zwischen derjenigen der Basis und der Axe gelegen ist.

Der Pennin hat als Basisfarbe grün (O), als Axenfarbe orangeroth (E). Bei dem Turmalin wird der ausserordentliche Strahl mit lichtgraulichblauer oder grünlicher Farbe durchgelassen, der ordentliche Strahl erfährt eine so bedeutende Absorption, dass wenn in den Verticalschnitten die Hauptaxe c senkrecht auf dem Nicolhauptschnitt steht, der Turmalin dunkelrothbraun oder fast schwarz erscheint. Da bei diesem negativ doppeltbrechenden Mineral $\mathfrak{a} = c$ und $\mathfrak{c}$ senkrecht auf c ist, so kann man dies Verhalten auch durch die Angabe ausdrücken: $\mathfrak{a}$ lichtgraulichblau, $\mathfrak{c}$ fast vollkommen dunkel. Die grössere Stärke der Absorption wird auf die übliche Weise zum Ausdruck gebracht: es ist also bei dem Turmalin in dieser Hinsicht $O > E$ und $\mathfrak{c} > \mathfrak{a}$.

Im Allgemeinen besteht die Babinet'sche Regel noch immer zu Recht, dass dem Strahl mit stärkerer Geschwindigkeit (dem schwächer gebrochenen) eine geringere Absorption zukommt, als dem langsameren (stärker gebrochenen).

Bei den trichroitischen rhombischen Krystallen erfolgt die Farbenverschiedenheit nach den drei krystallographischen Axen, oder was dasselbe sagt, nach den drei Elasticitätsaxen oder nach den beiden Bisectricen und der optischen Normalen. Man muss daher hier drei Axenfarben unterscheiden, d. h. die Farben, welche durch die Absorption der nach den drei Elasticitätsaxen schwingenden weissen Lichtstrahlen entstehen; je zwei und zwei Axenfarben liefern zusammenge-

mischt die drei Flächenfarben, welche man beim Durchblicken rechtwinkelig auf je ein Pinakoid mit freiem Auge wahrnimmt. — Ein von den drei Pinakoiden begrenzter rhombischer Krystall von Cordierit zeigt als Flächenfarben auf der Basis blau, auf dem Makropinakoid blassblau, auf dem Brachypinakoid gelblichweiss. Die Prüfung auf den Dichroismus zerlegt diese Flächenfarben in je zwei Axenfarben, nämlich in Platten nach

der Basis in Schwingungen. . . . . parallel a graublau, parallel b dunkelblau,
dem Brachypinakoid in Schwingungen parallel a graublau, parallel c blassgelb,
dem Makropinakoid in Schwingungen parallel b dunkelblau, parallel c blassgelb.

Die Absorption ist daher bei dem Cordierit $= b > a > c$, oder, weil bei diesem Mineral $a = \mathfrak{b}$, $b = \mathfrak{c}$, $c = \mathfrak{a}$ ist, kann man das Absorptionsschema auch ausdrücken durch $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. — Bei optisch zweiaxigen Körpern genügen also zwei Platten zur Bestimmung der drei Farben, welche Schwingungen parallel den drei Elasticitätsaxen entsprechen.

Bei Angaben über den Pleochroismus sollte immer die Dicke der untersuchten Platte hervorgehoben werden, da diese auf den Grad des Pleochroismus sowie auf die Art der Farbe von Einfluss ist. — Weitaus die meisten Silicate, welche einen erheblichen Pleochroismus aufweisen, sind eisenoxydhaltig.

Zum Schluss müssen noch die sog. pleochroitischen Höfe erwähnt werden; man versteht darunter die Erscheinung, dass in manchen Mineralien, wie im Cordierit der krystallinischen Schiefer, Biotit, Andalusit, Muscovit, auch wohl selten im Amphibol und Augit, diejenige Krystallsubstanz, welche kleine fremde darin liegende mikroskopische Einschlüsse zunächst umgibt, einen auffallenden Pleochroismus zeigt, welcher sich in dem Auftreten eines kleinen gefärbten, rundlichen Hofes um jene Interpositionen ausspricht. Derartige Höfe finden sich in den genannten Mineralien namentlich gern um winzige Zirkonkörnchen oder um kleine Erzpartikelchen; Barrois beobachtete sie auch um Rutileinschlüsse in wenig pleochroitischem Strahlstein, Michel Lévy und Lacroix gewahrten sie sehr intensiv um Orthit in dunklem Glimmer, um Titanit im Amphibol, auch um Dumortierit im Cordierit, Traube um Rutil und Zirkon im Turmalin (N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 186), Hatch um Quarz, Apatit und Titanit im Biotit (Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 342), Greim um Pünktchen von Graphit oder Magneteisen im Cordierit. Diese Höfe erscheinen dann am intensivsten farbig (übrigens nach aussen zu allmählich verblassend), wenn in dem die Einschlüsse bergenden Mineral die eine optische Elasticitätsaxe mit dem Hauptschnitt des unteren Nicols parallel geht; geht nach einer Drehung um 90° die andere damit parallel, so ist das Minimum der Farbigkeit vorhanden, der Hof nur wenig deutlich sichtbar. Sämmtliche Höfe in einem und demselben Mineral verhalten sich daher in dieser Beziehung gleich. Im ersteren Falle sind sie im Andalusit und Cordierit bräunlichgelb oder citronengelb, im Biotit dunkler. Bei den von Traube im Turmalin beobachteten war auch die Farbe der Höfe dieselbe, einerlei ob sie in gelbbrauner oder in graublauer Turmalinsubstanz desselben Gesteins auftreten. Die Form des Hofes hängt insofern von der des Einschlusses ab, als sie bei einem Korn rundlich, bei einem

linear gestreckten Einschluss oval zu sein pflegt; doch kommen auch um letztere ganz kreisrunde Höfe vor. Der Durchmesser des Hofes pflegt kaum unter 0,03 mm zu sinken und 0,07 mm nicht zu übersteigen. Oft hat der Hof gerade bei sehr winzigen Einschlüssen eine relativ grosse Breite und ist um grössere Einschlüsse verhältnissmässig viel schmaler; im Allgemeinen ist sein Umfang unabhängig von den Dimensionen des umschlossenen Minerals. Bisweilen kommen auch, namentlich im Biotit pleochroitische Flecken dieser Art vor, ohne dass man einen innerlichen Einschluss (etwa von Zirkon) bemerkt; in diesem Falle versteckt sich derselbe entweder dennoch wohl darunter, oder der Schliff ist so geführt, dass er gerade entfernt wurde. — Nach Michel Lévy ist innerhalb der pleochroitischen Höfe die Doppelbrechung stärker oder schwächer als an den nicht oder schwächer pleochroitischen Stellen. In einem Cordieritschliff parallel $\infty\check{P}\infty$ sinkt die Differenz $\gamma - \alpha$ von 0,004 auf 0,003—0,002 herab; in anderen Krystallen (Hornblende, Turmalin, hellem Glimmer) zeigte sich dagegen ein Anwachsen der Doppelbrechung innerhalb der Höfe. Wo durch Glühen die pleochroitischen Höfe verschwinden, gewinnt auch die Doppelbrechung ihre normale Stärke wieder (Comptes rendus CX. 1889. 973).

Was die Entstehungsweise dieser pleochroitischen Höfe anbetrifft, so theilte Rosenbusch, welcher dieselben zuerst beobachtete (die Steiger Schiefer u. s. w. 1877. 221) mit, dass nach Kundt dieses Phänomen des Pleochroismus beim Cordierit auf einer Absorption der blauen Strahlen beruhe, wenn das Licht das Mineral im Sinne einer bestimmten Elasticitätsaxe schwingend durchlaufe; denn sobald man im homogenen Licht beobachte, verschwinden die Höfe bei Anwendung rother Gläser, erscheinen dagegen vollkommen schwarz, wenn man blaue Gläser anwende. Durch diese starke Absorption der blauen Strahlen werde die orangegelbe Farbe der Höfe bedingt. Wenn daraus schon als Ursache der Absorption das Dasein eines organischen Pigmentes zu vermuthen war, so gelang es auch durch Glühen der Präparate auf dem Platinblech die ganze Erscheinung zu vernichten. Ein besonders starkes Glühen ist aber dabei nicht einmal nothwendig: auch eine ganz kurze Erhitzung mit dem Bunsen'schen Brenner reicht beim Cordierit und Muscovit oft schon hin, die Höfe völlig verschwinden zu lassen.

Michel Lévy konnte die pleochroitischen Höfe um mikroskopische Zirkonkryställchen im Biotit nicht, wie diejenigen im Cordierit und Andalusit durch Glühen vertreiben, und dieselben auch durch kochende Salzsäure erst zum Verschwinden bringen, wenn der ganze Glimmer selbst angegriffen wird; er nimmt daher an, dass die Höfe hier nicht auf einem organischen Pigment, sondern auf einer localen Concentration des Eisengehalts beruhen (Comptes rendus XCIV. 1882. 1196). Zu demselben Schluss gelangte Gylling für die Höfe um Zirkon im Biotit, welche er ebenfalls nicht beim Glühen, wohl aber beim Behandeln des Biotits mit verdünnter Salzsäure zum Verschwinden bringen konnte (Stockholms geol. Fören. Förh. VI. 1882. 166). G. H. Williams bestätigte an ähnlichen Objecten (Biotit), dass beim Glühen die Höfe noch sichtbar waren, so lange das Blättchen irgendwie durchsichtig blieb, erhielt auch durch zweitägige Behandlung mit starker

Salzsäure keine Veränderung; er entschied sich für das Dasein eines anorganischen Farbstoffs (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 592). Im Gegensatz zu diesen Angaben konnte Wulf die Höfe im Biotit durch vorsichtiges Glühen zum Verschwinden bringen; bei der Bleichung des Glimmers mit Salzsäure wurden auch die Höfe entfernt (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 207). Zu denselben Ergebnissen ist später, wie es scheint ohne die vorstehend erwähnten Angaben zu kennen, auch Cohen gelangt (N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 165) und er spricht sich auf Grund derselben dafür aus, dass auch im Biotit die pleochroitischen Höfe auf organische Substanz zurückzuführen sind, zu deren Entfernung es allerdings einer höheren Temperatur bedarf als z. B. beim Cordierit und Muscovit. Dass sie nicht auf einer Anreicherung eisenreicherer Moleküle beruhen, geht auch daraus hervor, dass sie dann gerade zuerst durch Salzsäure verändert werden müssten, da Magnesiaglimmer um so leichter von der Säure angegriffen werden, je eisenreicher sie sind. Auch die rundliche Begrenzung spricht nicht für die Gegenwart einer eisenreicheren isomorphen Mischung, ebenfalls nicht die von ihm beobachtete Erscheinung, dass die Höfe bei der völligen Chloritisirung des Biotits oft noch erhalten geblieben sind. — Die im Turmalin enthaltenen verschwinden auch mit Leichtigkeit durch Glühen.

3. Trennungs-Methoden.

Die Trennungsmethoden haben den Zweck, die einzelnen Gemengtheile eines Gesteins für sich von einander zu separiren, um sie in reinem isolirtem Zustande zu untersuchen, letzteres namentlich mit Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung, ihr spec. Gew. u. s. w.

Die bisher üblichen Trennungsmethoden bestehen:

1. in einer mechanischen Separation auf Grund des abweichenden spec. Gewichts der verschiedenen Mineralgemengtheile.
2. in einer chemischen Separation, bewirkt in Folge der abweichenden Angreifbarkeit derselben durch chemische Reagentien.
3. in einer Trennung vermöge ihres verschiedenen Verhaltens gegen den Magneten.

Nur selten wird man mit der Anwendung blos einer einzigen dieser Methoden zum Ziele gelangen; die Wahl derselben und die Aufeinanderfolge der einzelnen ist im speciellen Fall durch die Natur des Mineralgemenges selbst bedingt und muss in rationeller Weise unter Anbetracht aller vorkommenden Umstände ausfindig gemacht werden, ohne dass sich bei der ausserordentlich grossen Zahl von Mengungsmöglichkeiten feste allgemeine Regeln geben lassen.

Alle diese Trennungen werden an gepulvertem Gesteinsmaterial vorgenommen, welches vor allem den beiden Bedingungen entsprechen muss, dass

a) jedes Körnchen möglichst homogen sei, d. h. nur aus einer einzigen Mineralart bestehe,
b) die einzelnen Körnchen dabei möglichst gleichmässige Grösse besitzen.

Die erste Bedingung ist natürlich bei gröberkörnigen Gesteinen leichter zu erfüllen als bei sehr feinkörnigen, bei welchen die Partikel leicht Verwachsungen mehrerer Mineralarten darstellen. So hängt denn die Korngrösse, bis zu welcher das Pulver gebracht werden muss, um beiden Bedingungen zu entsprechen, in erster Linie von derjenigen des Gesteins selbst ab. Im Allgemeinen ist übrigens für die mechanische Trennung eine möglichst grosse Korndimension wünschenswerth, da sehr feine staubähnliche Pulver sich so nur sehr langsam, schwierig und unsicher separiren lassen, während umgekehrt die chemische Isolirung um so besser von statten geht, je feiner das zu bearbeitende Material ist.

Am zweckmässigsten wird das in gröbliche Stücke zerschlagene Gestein in einem Metallmörser durch Stampfen mit dem Klöpfel zerkleinert, unter Vermeidung von zermalmendem und quetschendem Reiben. Hat das zerkleinerte Material ungefähr die voraussichtlich richtige Korngrösse, so wird dasselbe in einer Porzellanschale oder einem Becherglas durch Abspülung vermittels Wasser von dem ganz zarten feinen Mehl getrennt (die Trübe wird weggegossen, da nicht vorauszusetzen ist, dass sich in ihr ein Mineral auch nur besonders angereichert findet; nur wenn an dem Material gespart werden muss, wird man dieselbe benutzen, um etwa vorhandene mikroskopische Gemengtheile chemisch zu isoliren, was man sonst an besonders feingeriebenem Pulver vornimmt). Nach dem Trocknen des gewaschenen Pulvers wird dasselbe durch Drahtsiebe von verschiedener Korngrösse zerlegt; Cohen empfiehlt »Metallsiebe zum Diatomaceenschlämmen« von Dr. Ed. Kaiser, Institut für Mikroskopie, Berlin NW, Albrechtstrasse 18, ein Satz aus fünf Sieben mit 0,2 bis 1 mm Maschenweite für 8 Mark. Nach dem Gebrauch werden etwa eingeklemmt gebliebene Körner mit einer harten Bürste und einer feinen Nadel leicht entfernt. Die einzelnen Portionen werden unter dem Mikroskop geprüft, um zu ermitteln, in welcher derselben die einzelnen Körner die nöthige Homogenität (Bedingung a) entweder besitzen oder möglichst erreichen, und zu dieser Korngrösse wird alsdann das ganze zur Bearbeitung bestimmte Material überhaupt gebracht (Bedingung b).

A. Mechanische Trennung nach dem specifischen Gewicht.

Ein gemengtes Pulver verschiedenartiger Mineralien von annähernd gleicher Korngrösse kann durch einen Wasserstrom auf gewöhnliche Art kaum in erforderlicher Weise separirt werden, da durch diese Schlämmmethode die Trennung in erster Linie nur nach Maassgabe der Korngrösse und der Gestalt der Partikelchen von statten geht, und selbst erhebliche Gegensätze des spec. Gewichts hier kaum eine Rolle spielen. Vielfache Versuche haben z. B. ergeben, dass selbst Körper von so verschiedenem spec. Gew. wie Nickeleisen und Olivin oder Bronzit sich nicht durch solches Schlämmen in Wasser sondern lassen, ja es findet nicht einmal eine wesentliche Anreicherung statt. Da aber dünne Blättchen leichter bewegt werden, als rundliche Körner, so kann man auf diese Weise die allemal in ersterer Form auftretenden Glimmermineralien mit Vortheil abschlämmen, indem man z. B.

in einen Glascylinder, welcher auf dem Boden das Pulver enthält, durch eine tief herabreichende Glasröhre einen dünnen Wasserstrom einführt, welcher das Pulver aufschwemmt, wobei dann die aufgewirbelten Glimmerblättchen oben über den Rand mit abfliessen oder durch eine besondere obere Austrittsröhre für das Wasser mit diesem abgehen und darauf in einem Becherglas aufgefangen werden. — Orville O. Derby rühmt das Verfahren, sich zum Waschen mit Wasser einer kupfernen batêa, der Waschschüssel der brasilianischen Bergleute zu bedienen, womit man bei einiger Geschicklichkeit recht befriedigende Trennungen oder wenigstens Anreicherungen von Gemengtheilen, namentlich bei verwittertem Gesteinsmaterial vornehmen könne (Proceed. Rochester acad. of science I. 1891. 198).

Eine thatsächliche und exacte Zerlegung eines gemengten Pulvers in seine Bestandtheilsportionen nach dem gegensätzlichen spec. Gew. kann nur vorgenommen werden in Flüssigkeiten, welche selbst schwerer sind als das Pulver. Das Princip der Methode besteht darin, dass man die zu trennenden Mineralpartikel in eine solche specifisch schwerere Flüssigkeit einträgt und durch allmähliches Verdünnen und Leichtermachen der letzteren successiv die untersinkenden schwereren von den schwimmend bleibenden leichteren separirt. In der zuerst angewandten Flüssigkeit fallen natürlich alle Partikel, welche überhaupt schwerer sind, als sie selbst, zunächst zu Boden; dieses Material kann dann seinerseits nicht weiter auf solchem Wege zerlegt werden.

Schon 1862 schlug Graf Schaffgotsch (Poggend. Annalen CXVI. 279) als schwere Flüssigkeit die Lösung von saurem salpetersaurem Quecksilberoxyd in Wasser vor, die im concentrirten Zustand und bei Zimmerwärme das spec. Gew. von 3,3 bis 3,4 besitzt; doch wollte er vorwiegend dadurch nur das spec. Gew. von Mineralien bestimmen, weniger Trennungen vornehmen. Soviel bekannt, hat sich nur Jenzsch 1864 derselben bedient, um das spec. Gew. von Feldspäthen in Freiberger Gneissen zu ermitteln; ihre Verwendung scheint, abgesehen von dem geringen Interesse, welches sich ihr damals zuwandte, daran gescheitert zu sein, dass sie wegen ihrer stark sauren Beschaffenheit auf viele Mineralien zersetzend einwirkt. — Wie aus einem im N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 264 abgedruckten Referat hervorgeht, hat A. Karpinskij hervorgehoben, dass 1861 Scheibler das metawolframsaure Natron mit dem spec. Gew. 3,02, 1862 Marignac die Lösung des Natriumsalzes der Kieselwolframsäure ($4Na_2O$, SiO_2, $12WO_3$, $7H_2O$) mit dem spec. Gew. 3,05 als schwere Flüssigkeiten angegeben haben, ob zu dem Zweck, damit Trennungen vorzunehmen, ist nicht ersichtlich.

Die jetzt am meisten Anwendung findende Flüssigkeit ist die sog. Thoulet'sche Kaliumquecksilberjodid-Lösung, so geheissen, weil sie durch Thoulet's Versuche zuerst weiter bekannt wurde (Bull. soc. minéral. 1879. II. 189), obschon sie bereits von Sonstadt 1873 (Chemical News XXIX. 127) zuerst angegeben und von Church 1877 (Mineralogical Magazine I. 237) empfohlen war. Ihre Eigenschaften und ihre Verwendbarkeit wurden dann Gegenstand genauer Untersuchungen durch Goldschmidt (N. Jahrb. Beilageb. I. 1881. 179).

Diese Thoulet'sche Lösung wird nach der Angabe von Goldschmidt am

zweckmässigsten, d. h. mit dem höchsten spec. Gew. bereitet, indem man Jodkalium und Quecksilberjodid (pulveriges Hydrargyrum bijodatum rubrum puriss. des Handels) in dem speciellen Verhältnis $KJ : HgJ_2 = 1 : 1,24$ mengt, dies Gemenge in kaltem Wasser löst (ungefähr 500 g der Salze auf 80 ccm Wasser), filtrirt, und die Lösung in der Porzellanschale über dem Wasserbad eindampft, bis sich eine krystalline Haut zu bilden beginnt, oder bis in der Wärme ein Mineralstückchen, z. B. ein Turmalin vom spec. Gew. 3,1 schwimmt. Die Lösung hat dann nach der Abkühlung, wobei Verdichtung eintritt, das Maximum des spec. Gew. = 3,196 (Thoulet erreichte nur 2,77). Das Eindampfen darf nicht auf dem Sandbad oder über der freien Flamme geschehen, weil sonst bedeutende Mengen der gelösten Salze von den Wasserdämpfen mit fortgerissen werden. Bei der Abkühlung scheiden sich in der Lösung oft nadelförmige Krystalle eines wasserhaltigen Kaliumquecksilberjodids aus, welche indessen nicht weiter stören, auch durch sehr wenige Tropfen Wasser in Lösung gebracht werden können. Übrigens schadet es nicht nur nicht, sondern ist sogar vortheilhaft, wenn man etwas mehr Jodkalium nimmt, als der obigen Proportion entspricht: bei dem Eindampfen scheiden sich dann an der Oberfläche Jodkaliumkrystalle aus, welche durch Filtriren entfernt werden. Wurde aber zu viel Quecksilberjodid genommen, so scheidet sich beim Eindampfen plötzlich ein gelbes wasserhaltiges Doppelsalz in haarfeinen Nädelchen durch die ganze Lösung aus und diese wird zu einem steifen breiigen Filz. Die Thoulet'sche Flüssigkeit ist daher nicht sowohl eine Lösung in Wasser, sondern in Jodkaliumlösung. — Die Lösung lässt sich auch, wie Thoulet angab, in der Kälte herstellen, durch abwechselndes Eintragen von HgJ_2 und KJ in eine kleine Wassermenge unter stetem Umrühren, so lange bis ein Krystall von Turmalin oder Flussspath schwimmt.

Nach dem Filtriren ist die Lösung vollkommen mit gelbgrünlicher Farbe durchsichtig; ihr hoher Brechungscoëfficient ist 1,726 beim spec. Gew. von 3,16 (für *D*), 1,733 beim spec. Gew. von fast 3,2. — Die Lösung kann, sofern nur das Verhältniss von KJ und HgJ_2 das richtige ist, durch Zusatz von Wasser allmählich bis zum spec. Gew. 1 verdünnt und dann wieder durch Eindampfen auf dem Wasserbade auf das Maximum des spec. Gew. gebracht werden. Nicht zu jeder Zeit kann dasselbe Maximum der Dichtigkeit erreicht werden, es hängt dies ab vom Feuchtigkeitsgehalt der Luft und von der Temperatur, wie denn Goldschmidt im Winter 3,196 erzielte, im Sommer nur zu 3,17 gelangte. Etwa bei 3—3,1 liegt der Punkt der grössten Stabilität und eine Lösung von diesem spec. Gew. kann an der Luft stehen gelassen werden, ohne dass sie sich merklich verändert. Darüber hinaus zieht die Lösung bei feuchter Luft Wasser an und wird spec. leichter; unterhalb jener Grenze verdichtet sich die Lösung durch Abgabe verdunstenden Wassers. Das Maximum der Veränderlichkeit (Verdichtung) liegt zwischen 2 und 2,5.

Sollte sich bei längerem Gebrauch die Lösung durch ausgeschiedenes Jod rothbraun gefärbt haben, so bringt man, um diese Zersetzung wieder rückgängig zu machen (oder auch um sie von vornherein zu vermeiden), eine Quantität ge-

diegen Quecksilbers hinein und dampft ein; alsdann verbindet sich das freie Jod mit dem Quecksilber zu Quecksilberjodür Hg_2J_2, welches sich als feiner graugrüner Staub an das metallische Quecksilber ansetzt, wobei dieses während des Umrührens mit dem Glasstab in lauter kleine Kügelchen zerfällt, die nur schwer zusammenfliessen. Bei weiterem Eindampfen setzt sich das Quecksilberjodür um in HgJ_2 und Hg und das gebildete Quecksilberjodid wird wieder von dem überschüssigen Jodkalium gelöst. Das zugesetzte Quecksilber vereinigt sich dann schnell wieder zu einem einzigen Tropfen (über diese Regeneration der Lösung s. van Werveke im N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 86).

Die Aufgabe, der concentrirten Lösung durch Wasserzusatz ein geringeres spec. Gew. zu ertheilen, wird man nicht sicher dadurch lösen können, dass man etwa eine gemessene Quantität Wasser hinzufügt; am zweckmässigsten verdünnt man so lange, bis die Westphal'sche Wage (vgl. S. 15) das gewünschte spec. Gew. der Lösung anzeigt, oder bis ein eingeführtes Mineralstückchen (Indicator), welches selbst das gewünschte spec. Gew. besitzt, gerade inmitten der Lösung schwebt, ohne aufzusteigen oder unterzusinken. In den letzten Stadien muss man sehr vorsichtig tropfenweise Wasser zusetzen, da, wenn man z. B. 50 ccm Lösung von 3,196 spec. Gew. hat, ein Tropfen Wasser = $\frac{1}{22}$ ccm das spec. Gew. schon auf 3,194 herabzieht. Es empfiehlt sich daher, genaue Einstellungen nicht mit Wasser, sondern mit verdünnter Lösung vorzunehmen. Hat man über das beabsichtigte Maass verdünnt, so kann dies durch Zusatz von concentrirterer Lösung wieder corrigirt werden.

Die Thoulet'sche Lösung wirkt stark giftig und ätzt die menschliche Haut. Metalle werden von ihr stark angegriffen; auch metallisches Eisen zersetzt die Lösung unter Abscheidung von Quecksilber, weshalb Flitterchen des Mörsers, welche in das zu separirende Pulver gerathen sind, durch einen Magneten oder durch Säuren vorher daraus entfernt werden müssen; dem Filtrirpapier ertheilt sie eine unangenehme pergamentähnliche Beschaffenheit. — Rathsam ist es, das durch dieselbe getrennte Pulver in siedendem Wasser öfters auszukochen und schliesslich auf dem Filter mehrmals mit heissem Wasser zu waschen, weil das Pulver leicht eine, wenn auch nur sehr geringe Quantität der Solution zurückhält, namentlich wenn es längere Zeit in der Trennungsflüssigkeit verweilte. Sollte auf feinen Capillarspalten der Pulvertheile abgeschiedenes HgJ_2 hartnäckig sitzen geblieben sein, so wird man zunächst mit verdünnter Jodkaliumlösung auskochen müssen.

Die Klein'sche Lösung, zuerst benutzt von D. Klein in Paris (Bull. soc. min. IV. 1881. 419, vergl. auch Z. f. Kryst. VI. 306) ist diejenige des Cadmiumborowolframiats oder borowolframsauren Cadmiums von der Formel $9WO_3, B_2O_3, 2CdO, 2H_2O + 16H_2O$. Dieses Salz selbst wird folgendermassen dargestellt (vgl. Referat im N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 189): Eine Lösung von reinem wolframsaurem Natron ($Na_2WO_4 + 2H_2O$) in 5 Theilen Wasser wird mit $1\frac{1}{2}$ Th. Borsäure ($B[OH]_3$) bis zur völligen Auflösung der letzteren gekocht. Bei der Erkaltung scheidet sich Borax aus; die Lösung wird abgegossen und durch vorsichtiges

Kochen eingeengt. Bei dem Umrühren der erkalteten Lösung scheiden sich abermals Borax und Natriumpolyborate aus; die durch beginnende Reduction violett gefärbte Mutterlauge wird abgegossen, und die abgeschiedenen Krystalle werden von den anhängenden Resten der viscösen Mutterlauge gereinigt. Diese Operation wiederholt man so oft, bis auf der Mutterlauge Glas schwimmt; alsdann besteht die Lösung aus $4Na_2O, 12WO_3, B_2O_3$. Zu dieser concentrirten und kochenden Lösung giesst man eine kochende und möglichst concentrirte Lösung von Chlorbaryum (ein Theil $BaCl_2$ auf 3 Theile des ursprünglich angewandten wolframsauren Natrons). Es bildet sich ein reichlicher pulveriger Niederschlag und die Lösung gesteht zu einem weisslichen Brei. Man filtrirt unter Luftdruck und wäscht auf dem Filter aus; alsdann wird der Brei in heissem mit Salzsäure angesäuertem Wasser (1 Theil HCl vom spec. Gew. 1,18 auf 10 Th. Wasser) suspendirt, wobei der Niederschlag sich löst. In Gegenwart eines grossen Überschusses von HCl wird zur Trockne eingedampft und dadurch Wolframsäurehydrat abgeschieden. Die trockene Masse wird mit kochendem Wasser aufgenommen und das Kochen unter zeitweilig erneuertem Wasserzusatz bis zu 2 Stunden fortgesetzt; darauf wird die Wolframsäure abfiltrirt. Aus der Lösung scheiden sich beim Concentriren schöne tetragonale Krystalle (P.0P) von der Formel $9WO_3, B_2O_3, 2BaO, 2H_2O + 18H_2O$ aus. Dieselben werden durch mehrmaliges Umkrystallisiren gereinigt, und von etwa anhängenden Borsäureblättchen durch Wasser mit Alkohol befreit. Die bisweilen auftretende mattviolette Färbung der Krystalle rührt von beginnender Reduction her und kann durch einige Tropfen Salpetersäure entfernt werden, ist übrigens unschädlich. Wird nun der kochenden Lösung dieser Krystalle eine entsprechende Menge von Cadmiumsulfat $CdSO_4$ zugesetzt, so erhält man durch Wechselzersetzung das oben angeführte Cadmiumsalz der Borowolframsäure, während Baryumsulfat abfiltrirt wird.

Das Cadmiumborowolframiat löst sich bei 22° C. in kaum $\frac{1}{10}$ seines Gewichts Wasser auf; aus dieser Lösung krystallisirt es beim Verdunsten im Vacuum und durch Abkühlung der vorsichtig auf dem Wasserbad eingedampften Lösung. Die Lösung dieser Krystalle von hellgelber Farbe hat bei 15° C. das spec. Gew. 3,28. Dampft man die verdünnte Lösung des Cadmiumborowolframiats auf dem Wasserbad ein, so verschwindet die etwa vorhandene violette Färbung, sobald das spec. Gew. 2,7 erreicht ist. Wird nun das Eindampfen fortgesetzt bis zum Schwimmen eines Augitkrystalls auf der warmen Lösung, so erhält man durch Abkühlung Krystalle, die man in wenig Wasser löst und eine Lösung, auf welcher Olivin fast schwimmt; durch Vereinigung beider Flüssigkeiten wird eine Lösung von 3,3—3,36 spec. Gew. erreicht. Zur Erzielung des erreichbaren höchsten spec. Gew. 3,6 wird das Eindampfen so lange fortgesetzt, bis Olivin auf der Oberfläche schwimmt und hierauf die Lösung 24 Stunden im Kühlen stehen gelassen. Dann setzt sich das Cadmiumborowolframiat als krystallinische Masse von verwachsenen rhombischen Individuen ab. Diese von der Mutterlauge durch Abtropfen möglichst gereinigten Krystalle schmelzen, wenn sie in einer Röhre im Wasserbade erhitzt werden, bei 75° C. in ihrem Krystallwasser und man erhält eine ziemlich beweg-

liche Flüssigkeit, auf welcher z. B. Spinell vom spec. Gew. 3,55 schwimmt. Übrigens kann diese Concentration auch direct durch Eindampfen der Lösung auf dem Wasserbade erhalten werden. Doch ist bei diesem höchsten spec. Gew. die Klein'sche Flüssigkeit von etwas öliger Beschaffenheit, so dass sie sich nur zur Separirung von groben Körnern, nicht mehr zur Scheidung auch feinerer Pulver eignet. Eine Lösung vom spec. Gew. 3,36, wie sie leicht durch Eindampfen der verdünnten Lösung bis zur Bildung einer Krystallhaut und Filtriren derselben erhalten wird, besitzt diese Eigenschaft noch nicht.

Mit der Thoulet'schen Lösung theilt die Klein'sche den Vorzug, ohne Zersetzung sich in jedem Verhältniss mit Wasser mischen zu lassen und dann durch Eindampfen auf dem Wasserbad immer wieder auf das frühere spec. Gew. gebracht werden zu können; auch sie wird durch metallisches Eisen, Zink und Blei zersetzt; ausserdem erfährt sie aber auch eine Zersetzung durch Carbonate, weshalb die in dem zu separirenden Pulver etwa vorhandenen zuerst durch Behandlung mit Säuren weggeschafft werden müssen. Die Lösung ist nicht giftig und corrodirt die Haut nicht; das Filtrirpapier wird dadurch nicht in unangenehmer Weise angegriffen. — Vgl. über die Klein'sche Lösung noch: P. Mann im N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 179; Gisevius, Beiträge zur Methode der Bestimmung des spec. Gewichts von Mineralien und der mechanischen Trennung von Mineralgemengen. Inaugural-Diss. Bonn 1883.

Die Rohrbach'sche Lösung (C. Rohrbach im N. Jahrb. f. Miner. 1883. II. 186) ist die der Thoulet'schen analoge von Baryumquecksilberjodid, welche auf ein Maximalgewicht von 3,588 gebracht werden kann. Bei der Darstellung muss man wegen der leichten Zersetzbarkeit des Jodbaryums im Anfang sehr schnell verfahren; 100 Theile Jodbaryum und ca. 130 Theile Quecksilberjodid werden rasch abgewogen und in einem trockenen Kochfläschchen gut durcheinandergeschüttelt; dann setzt man ca. 20 ccm destillirtes Wasser zu und bringt das Ganze in ein schon vorher auf ca. 150°—200° erhitztes Ölbad; die rasche Auflösung der Materialien und Bildung des Doppelsalzes wird durch fortgesetztes Umrühren mit einem krückenförmig gebogenen Glasstab, den man zwischen den Fingern dreht, möglichst beschleunigt. Wenn alles gelöst ist, lässt man noch kurze Zeit sieden und dampft dann auf dem Wasserbade in einer Porzellanschale weiter ein, bis ein als Indicator dienender Epidotkrystall vom Sulzbachthal eben schwimmt. Beim Erkalten scheidet sich dann eine kleine Quantität eines gelben Doppelsalzes aus, trotzdem aber nimmt das spec. Gew. der Lösung in Folge der Concentration zu, so dass auf der kalten Flüssigkeit Topas schwimmt. Von dem ausgeschiedenen Doppelsalz trennt man dieselbe am besten, indem man sie mehrere Tage in einer verschlossenen Flasche stehen lässt und dann vorsichtig decantirt; das Filtriren geht minder gut von statten. Die so dargestellte Lösung, sehr stark lichtbrechend, (*n* für C 1,7752, für F 1,8488) und von sehr hoher Dispersion, erreicht ohne Schwierigkeit bei gewöhnlicher Temperatur ein spec. Gew. von 3,575—3,588. Durch dieselbe wird daher, im Gegensatz z. B. zu der Thoulet'schen noch eine ganze Reihe von Mineralien in den weiteren Kreis der

Gewichtsbestimmung durch Schweben und der Trennung bei gewöhnlicher Temperatur gezogen, z. B. Axinit, Epidot, die schwereren Glimmer, fast alle Hornblenden und Augite, Olivin, die meisten Titanite, Topas, die schwarzen Turmaline, Vesuvian, Zoisit. Leider aber lässt sich bei gewöhnlicher Temperatur die Lösung nicht mit Wasser verdünnen; aus der concentrirten Lösung scheiden sich alsdann Krystalle von rothem Quecksilberjodid ab, welche kalt nicht wieder gelöst werden. Die Einstellung auf eine bestimmte Dichtigkeit kann daher nur geschehen durch Zusatz einer verdünnten Lösung, welche man erhält, wenn man zu der fast bis zum Sieden erhitzten Lösung unter Umrühren tropfenweise Wasser zusetzt, oder indem man in einem Glase über die concentrirte Lösung eine Schicht Wasser bringt, worauf dann die Vermischung in 12—24 Stunden ohne Abscheidung durch Diffusion vor sich geht. Ferner ist es nothwendig, das Gesteinspulver stets völlig trocken in die Lösung einzutragen und andererseits beim Auswaschen zuerst einige Tropfen Jodkaliumlösung zu verwenden, welche etwa ausfallendes Jodid in Lösung bringt. Rohrbach selbst verkennt nicht die Missstände, welche dieser so leicht darstellbaren und so schweren Lösung in Folge ihrer leichten Zersetzbarkeit durch Wasser und der damit verbundenen Schwierigkeit sie zu verdünnen, anhaften, und hält es daher für zweckmässig, dieselbe namentlich nur da zu benutzen, wo es sich um weitere Separirung derjenigen schwereren Gemengtheile handelt, welche in der Thoulet'schen Lösung überhaupt zu Boden fallen. Carbonate werden nicht angegriffen. — Ein Referat im N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 263 berichtet, dass nach der Angabe von Karpinskij die Baryumquecksilberjodidlösung schon vier Jahre vor Rohrbach durch Suschin in St. Petersburg dargestellt und verwendet worden sei; eine darauf bezügliche Mittheilung war nur in russischer Sprache erfolgt und weiterhin nicht bekannt geworden; vgl. auch Z. d. geol. Ges. 1885. 869.

Als eine fernere verwendbare Flüssigkeit wurde durch R. Brauns das käufliche Methylenjodid oder Jodmethylen CH_2J_2 vorgeschlagen (N. Jahrb. f. Miner. 1886. II. 72; vgl. auch Wiedemann's Annalen XX. 1883. 169); diese hellgelb gefärbte, stark lichtbrechende, sehr leicht bewegliche Flüssigkeit hat bei 16° C. ein spec. Gewicht von 3,3243; dasselbe ändert sich aber ziemlich stark mit der Temperatur: bei 20° = 3,3155, bei 11° = 3,3353, bei 5° = 3,3485. Die Verdünnung kann nicht mit Wasser oder mit Alkohol geschehen, dagegen ist das Methylenjodid mit Benzol in allen Verhältnissen leicht mischbar; ist die Flüssigkeit dicklicher, so kann auch zweckmässig mit Xylol verdünnt werden; doch ist die Mischung von Methylenjodid mit Benzol sehr instabil, sie wird durch die leichte Verdampfung des Benzols schon während einer Operation bald concentrirter, also schwerer. Um aus der mit Benzol verdünnten Flüssigkeit die ursprüngliche wieder zu erhalten, kann man entweder das Benzol auf dem Wasserbad abdestilliren oder bei kleineren Mengen braucht man die Flüssigkeit nur in einem offenen Gefäss an der Luft stehen zu lassen, bis das Benzol verdunstet ist; letzteres wird dadurch unterstützt, dass man mit einem Gebläse Luft über die Flüssigkeit hinbläst. Wenn sich das Methylenjodid durch Erwärmen

oder langes Stehen im Sonnenlicht gebräunt hat, so wird es, um wieder die ursprüngliche schwach gelbliche Flüssigkeit zu erhalten, nach der anfänglichen Vorschrift mit verdünnter Kalilauge geschüttelt, mit reinem Wasser ausgewaschen, durch hineingeworfene Stücke von Chlorcalcium getrocknet und filtrirt. Einfacher noch kann man zufolge einer späteren Notiz von Brauns (N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 213) das gebräunte Methylenjodid bei einer Temperatur unter + 5° C. gefrieren lassen, wobei nur diejenige Flüssigkeit gefriert, welche beim späteren Schmelzen ganz klar und rein erscheint, während eine ganz dunkelbraune Flüssigkeit nicht mit gefriert, und abgegossen wird. Nach der Angabe von Wülfing wird zur Klärung des Methylenjodids mit bestem Erfolg Schütteln mit Quecksilber angewendet. Das Methylenjodid lässt sich leicht und ohne vom Papier zersetzt zu werden, filtriren. Metalle greift es nicht an.

Im Folgenden sei noch einmal versucht, die Vortheile und Nachtheile der einzelnen Flüssigkeiten vergleichsweise neben einander zu stellen. Das überhaupt erreichbare Maximalgewicht ist am niedrigsten bei der Thoulet'schen, am höchsten bei der Klein'schen und Rohrbach'schen (letztere beide fast übereinstimmend). Es gibt eine Anzahl wichtiger Mineralien vom spec. Gew. zwischen 3,19 und 3,5 (z. B. Hornblenden, Augite, Olivine), welche in der Thoulet'schen Lösung untersinken, aber in den anderen drei sämmtlich oder theilweise schwimmen. Die Thoulet'sche und Rohrbach'sche Lösung sind verhältnissmässig leicht, die Klein'sche ist recht schwer darstellbar. Die Thoulet'sche und Klein'sche haben beide den sehr erheblichen Vorzug, sich in jedem Verhältniss mit Wasser mischen und durch Eindampfen wieder auf ihr früheres spec. Gewicht bringen zu lassen; bei der ersteren geht dies wohl noch besser von statten, als bei der letzteren. Die Rohrbach'sche kann nur unter gleichzeitiger Zersetzung mit Wasser verdünnt werden; die Verdünnung des Methylenjodids, dessen spec. Gewicht in wenig angenehmer Weise stark mit der Temperatur schwankt, kann nur durch Benzol geschehen und die Regeneration ist recht umständlich. Bei dem durch Schmelzen des Salzes im eigenen Krystallwasser erreichten Maximalgewicht ist die Klein'sche ölig und zum Trennen feinerer Pulver kaum verwendbar. Die Klein'sche filtrirt bei minderen Concentrationsgraden verhältnissmässig schnell und verändert wie das Methylenjodid das Filtrirpapier nicht, was bei der Thoulet'schen der Fall ist; sie bleibt auch beim Aufbewahren gleichmässiger beschaffen als die Thoulet'sche, die sich oft durch Ausfallen von Jodquecksilber, Abgabe von Jod u. s. w. etwas verändert; sie wird aber durch Carbonate zersetzt, was bei den anderen nicht geschieht. Metalle werden durch alle angegriffen, mit Ausnahme des Methylenjodids. Letzteres scheint das mindeste Maass von besonderen Vorzügen, dagegen manche Nachtheile zu besitzen. Allerdings ist das Methylenjodid-Benzol-Gemisch erheblich leichtflüssiger als die Quecksilber enthaltenden Lösungen, ausserdem gestattet es eine leichte und rasche Reinigung des Mineralpulvers durch Abspülen mit Benzol (nöthigenfalls kann man durch schwache Erhitzung das selbst flüchtige Methylenjodid völlig vertreiben).

Versuche von Retgers, den früher dargestellten schweren Lösungen noch

durch darin erfolgende Auflösung von Jod (spec. Gew. 4,95) ein höheres spec. Gewicht zu ertheilen, haben zwar die Ausführbarkeit ergeben, doch waren die so aus der Thoulet'schen, Rohrbach'schen und Brauns'schen Lösung erhaltenen Flüssigkeiten schwarz und undurchsichtig, zum Gebrauch kaum geeignet. Dagegen proponirt er noch weitere Flüssigkeiten, die aus dem Methylenjodid dargestellt werden. Sättigt man dasselbe bei gelinder Erwärmung mit gelbem Jodoformpulver (CHJ_3), so wird letzteres reichlich aufgenommen, beim Erkalten jedoch wiederum theilweise ausgeschieden. Gewöhnlich erleidet das Jodoform beim Lösen in der Wärme eine geringe Zersetzung, wodurch die Flüssigkeit schmutzigbraun gefärbt wird, durch Schütteln mit Kalilauge lässt sich dieselbe jedoch leicht reinigen, und es resultirt so eine tiefgelbe durchsichtige Flüssigkeit von spec. Gew. 3,456—3,457 bei 24° C. Dies mit Jodoform gesättigte Methylenjodid hat ausserdem noch die Eigenschaft Jod aufnehmen zu können und so kann eine Flüssigkeit erzielt werden, welche in der Kälte das hohe spec. Gew. 3,60—3,65 besitzt; sie ist recht leichtflüssig und an der Luft unveränderlich, allerdings wie die anderen mit Jod gesättigten Solutionen undurchsichtig; sie lässt sich mit reinem (benzolfreiem) Methylenjodid verdünnen (N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 187).

R. Bréon schlug (Comptes rendus Bd. 90. 1880. 626; Bull. soc. minér. III. 1880. 46) vor, Trennungen der Mineralien von einem spec. Gewicht zwischen 2,4 und 5 nicht in einer Flüssigkeit von der gewöhnlichen Zimmertemperatur, sondern innerhalb einer geschmolzen flüssigen Masse vorzunehmen. Er benutzte dazu eine geschmolzene Mischung von Chlorblei $PbCl_2$ (spec. Gewicht im geschmolzenen Zustand 5,0) und Chlorzink $ZnCl_2$ (in demselben Zustand 2,4), welche nach Maassgabe der Betheiligung der einen oder anderen Substanz jedes zwischen jenen beiden Zahlen liegende spec. Gewicht erhalten kann. Das Gemenge der beiden Chlormetalle wird in einem Probirröhrchen im Sandbad bis zur völlig homogenen Mischung geschmolzen, was bei ungefähr 400° C. erfolgt; dann wird das zu separirende Mineralpulver, welches aber eine ziemlich bedeutende Korngrösse besitzen muss und nicht zu fein sein darf, in kleinen Portionen eingetragen und mit einem Platinstabe umgerührt. Nachdem die schwereren Partikel zu Boden gesunken sind, die leichteren oben schwimmen, wird etwas abgekühlt und das Röhrchen in kaltes Wasser gehalten. Alsdann lässt sich durch Zerschlagen oder Zerbrechen der Boden von den oberen Theilen leicht trennen, und, indem man diese verschiedenen Kuchen in heissem Wasser unter Zusatz von etwas Essigsäure oder Salpetersäure leicht löst, eine Gewinnung der in den verschiedenen Niveaus steckenden unlöslichen Mineralpartikel herbeiführen.

Von weiteren derartigen Schmelzen glaubt Retgers zunächst das Silbernitrat empfehlen zu können, welches bei 198° zu einer sehr brauchbaren, wasserklaren dünnen Flüssigkeit von ungefähr 4,1 spec. Gewicht schmilzt; spec. leichtere Schmelzen würde man durch Zusammenschmelzen desselben mit KNO_3 oder $NaNO_3$ erhalten können. Das Salz wird in einem kleinen, auf einem Drahtnetz stehenden Becherglase über einer freien Gasflamme geschmolzen. Ferner lenkte

er die Aufmerksamkeit auf eine Verbindung von Silbernitrat mit Jodsilber; trägt man in eine warme concentrirte $AgNO_3$-Lösung Jodsilber ein, so löst sich letzteres in reichlicher Menge; bald scheidet sich eine durchsichtige gelbe ölartige Flüssigkeit von ungefähr dem spec. Gew. 5,0 ab, während die farblose wässerige Lösung oben schwimmt. Die ölartige Flüssigkeit hat den Vorzug leichter Schmelzbarkeit (65° — 70° C.), so dass man bequem auf einem Wasserbade operiren kann. Sie ist eine wasserfreie Verbindung von $AgNO_3$ und AgJ und man kann sie auch durch Zusammenschmelzen der beiden trockenen Substanzen erhalten. Bei vielem Jodsilber wird die Flüssigkeit teigig und unbrauchbar, man wird daher, um die Dünnflüssigkeit zu erzielen, die Verbindung möglichst reich an Silbernitrat machen. — Die auf der geschmolzenen Masse schwimmenden Mineralkörner werden vorsichtig, doch rasch, indem man das Gläschen oder Schälchen mit der Zange anfasst, mit der obersten Schicht Flüssigkeit abgegossen; nachher giesst man den Rest der Flüssigkeit in ein besonderes Gefäss ab, wodurch die gesunkenen Körner separirt werden; durch Auskochen mit Wasser werden die Mineralpartikel von der anhaftenden Schmelze gereinigt (N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 191).

Was nun die Gefässe betrifft, innerhalb deren die mechanische Trennung in den Eingangs erwähnten schweren Flüssigkeiten vorgenommen wird, so sind mehrfache Constructionen derselben ersonnen worden.

Die erste Construction ist die von Thoulet selbst angegebene (Bull. soc. minér. II. 1879. 17); Oebbeke suchte diesen Apparat etwas zu vereinfachen (vgl. N. Jahrb. f. Min., Beilageb. I. 1881. 456) und führte auch die Beschreibung eines anderen von Harada construirten an (ebendas. 457); Brögger fügte (Stockholms Geol. Fören. Förh. VII. 1884—85. 417) an dem letzteren noch einige Verbesserungen hinzu. Alle diese Apparate sind mehr oder weniger complicirt, zum Theil mit mehreren Hähnen zum Ablassen des ausgefallenen Pulvers versehen, bieten Anlass zu Verstopfungen, und besitzen nicht die wünschenswerthe Weite, Geräumigkeit und Zugänglichkeit, wodurch ein vollkommenes Umrühren des zu trennenden Pulvers mit der Lösung und eine vollkommene Mischung dieser mit der Verdünnungsflüssigkeit erschwert wird, leiden daher auch an dem Übelstand, dass ein Theil des leichteren Pulvers von dem schwereren niederfallenden mechanisch mitgerissen wird und umgekehrt; letzterem Vorgang suchte Brögger durch ein freilich complicirtes System von Hähnen entgegenzuwirken. Sodann können die ausgefallenen Theile überhaupt nicht eben bequem abgelassen werden, oder es ist schwierig, dieselben richtig abzulassen. Auch kann man damit durchgängig blos eine kleine Menge von Material in Arbeit nehmen. Ferner ist eine Bestimmung des spec. Gew. während der Arbeit in diesen meist geschlossenen Apparaten nur umständlich vorzunehmen.

Goldschmidt schlug daher vor, die Trennung einfach in kleinen schlanken Bechergläsern mit Ausguss von ca. 40—45 ccm Inhalt auszuführen, in denen man die oben schwimmenden Theile durch Umrühren mit dem Glasstab gut be-

arbeiten und zum vollständigen Hergeben der eingeschlossenen schwereren Körnchen veranlassen kann. Nach dem Absetzen kann man einen grossen Theil der oberen Flüssigkeit mit einem Glas- oder Platinlöffel zuvor abschöpfen. Bei der gänzlichen Entfernung der leichteren Theilchen durch vorsichtiges Abgiessen lässt es sich zwar vermeiden, dass auch schwerere Theilchen mit fortgeführt werden, aber an den Wänden des Becherglases bleibt dann gewöhnlich ein Kranz dieser leichteren Theilchen haften und wenn später der schwerere Bodensatz durch einen Wasserstrahl in ein reines Gefäss zum Auswaschen übergespült wird, so ist es kaum zu vermeiden, dass ein Theil jenes Kranzes sich damit vermengt. Durch Wiederholung der Operation werden natürlich immer reinere Producte erzielt.

In der Mitte gewissermassen zwischen dieser möglichst einfachen und der Manipulation mit einem der oben erwähnten complicirten Apparate steht das durch van Werveke empfohlene Verfahren (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 88), welches sich in allen Fällen als durchaus genügend erweisen dürfte. Das Trennungsgefäss ist ein einfacher, oben offener gläserner Scheidetrichter, bei welchem der Hahn nicht genau zwischen Trichter und Ausflussröhre, sondern etwa 1—1½ cm tiefer angebracht ist, wodurch ein Raum zur Aufsammlung der ausgefallenen Partikel entsteht. Anstatt eines Scheidetrichters kann ebensogut auch ein gewöhnlicher Trichter genommen werden, dessen Röhre bis auf die gewünschte Länge abgeschnitten ist; über dieselbe schiebt man einen kleinen Kautschukschlauch, welcher durch einen Quetschhahn verschliessbar ist; letzterer ist dem eingeschliffenen Glashahn, der durch sich einklemmende Partikelchen bald undicht wird, sicher vorzuziehen. Zum Verschluss dient oben eine aufgeschliffene Glasplatte. In den Trichter wird die concentrirteste Lösung gefüllt und das Gesteinspulver hineingebracht, von welchem bei einigermassen grossem Trichter eine relativ bedeutende Menge in Arbeit genommen werden kann. Auch hier wird mit dem Glasstab die obere Schicht wiederholt umgerührt, zur Befreiung der schwereren Theilchen. Sobald zwischen dem ausgefallenen schwereren und dem schwimmenden leichteren Theile eine Flüssigkeitsschicht sich geklärt hat, lässt man durch Öffnen des Hahns das ausgefallene Pulver abfliessen und soviel Flüssigkeit nachlaufen, als zur vollständigen Entfernung des ausgeschiedenen Pulvers nothwendig erscheint. Da hierdurch die Menge der Lösung im Trichter bedeutende Verringerung erleiden kann, so filtrirt man entweder den abgelassenen Theil in den Trichter zurück oder fügt frische Lösung in genügender Menge hinzu. Durch vorsichtiges Verdünnen der Lösung im Trichter (vermittels Zusatz von Wasser und Umrühren mit einem Glasstab) lässt sich ein Punkt erreichen, bei welchem ein zweiter Theil ausfällt, der wieder durch Abfliessenlassen entfernt wird. Indem man auf diese Weise fortfährt, gelingt es durch fractionirtes Ausfällen rasch und bequem das zu untersuchende Pulver in eine Reihe von Gemengtheilen gleicher spec. Schwere zu sondern, welche z. Th. reine oder fast reine Producte sind, z. Th. gemengte Producte; letztere werden aus denjenigen Partikeln gebildet, welche aus Verwachsungen zweier oder mehrerer

Mineralien bestehen und nur nach weiterer Zerkleinerung noch getrennt werden können. Wesentlich bei der Trennung ist das Einhalten einer gleichmässigen Temperatur während der Operation, namentlich, wenn es sich nur um geringe Unterschiede im spec. Gew. der zu trennenden Bestandtheile handelt.

Hat das Pulver längere Zeit an der Luft gestanden, so ist es rathsam, dasselbe vor der Scheidung auszukochen oder unter der Luftpumpe zu behandeln. Vielfach erweist es sich als vortheilhaft, das Pulver anfangs nur mit soviel von der Lösung zu übergiessen, dass ein dicker Brei entsteht, diesen mit einem Glasstab erst tüchtig umzurühren, damit alle Körnchen ordentlich angefeuchtet werden, und dann das Scheidegefäss unter Umrühren bis zum Rand zu füllen. Giesst man nämlich gleich die ganze nothwendige Menge der Lösung auf das trockene Pulver oder bringt dieses in die ganze Lösung, so bilden sich leicht zusammenhängende Körneraggregate, welche sich auch durch vieles Umrühren nicht mehr trennen lassen.

Über einen noch weiteren Apparat von Smeeth siehe Scientific Proceedings of the Royal Dublin Society, 14. Febr. 1888. — In sehr zweckmässiger Weise kann die Trennung von Mineralien verschiedenen spec. Gew. auch in dem S. 16 genannten Salomon'schen Apparat zur Bestimmung des spec. Gew. von Flüssigkeiten selbst vorgenommen werden, indem die darin befindliche Flüssigkeit auf beliebige Weise verdünnt werden kann. — Eine Modification des Brögger'schen Apparats ist die Construction von Wülfing: ein elliptisch geformter hohler Glasring ist an den Enden des grösseren Durchmessers mit Hähnen versehen, welche eine Verbindung oder Trennung der beiden Hälften gestatten, ausserdem ist nahe dem einen Ende jederseits eine Öffnung mit Glasstopfen zum Ein- und Ausgiessen angebracht. Durch Schütteln und Neigen des mit Flüssigkeit und Pulver zu $\frac{3}{4}$ gefüllten Apparats kann man vermittels eines abwechselnden Öffnens und Schliessens der beiden Hähne allmählich das schwerere Pulver auf die eine, das leichtere auf die andere Seite bringen. Das Detail des Verfahrens muss im N. Jahrb. f. Min., Beilageb. VII. 164 nachgesehen werden.

Der mechanischen Trennung sollte immer eine Erkennung des zu Trennenden vorausgehen, eine mikroskopische Untersuchung, welche zeigt, mit welchen Mineralien man es zu thun hat, und welche fraglich sind, über welche dann eventuell die Trennung nach dem spec. Gew. (und die chemische Prüfung des Reinabgeschiedenen) Aufschluss geben könnte. Sonst würde man eben für die fractionirten Ausfällungen aufs Gerathewohl die Verdünnung der Lösung vornehmen. Lassen sich aus dem Pulver reine deutlich identificirbare Körnchen auswählen, so ist es daher nützlich, vor der eigentlichen Trennung das spec. Gew. derselben zu bestimmen. So ist man im Stande, auf Grund eines ausgedachten Planes die successive Verdünnung der Scheideflüssigkeit nach gewissen Grenzpunkten vorzunehmen, zwischen denen die Ausfällung erfolgen soll. Um nun der Lösung nach einander jene bestimmten Schweren zu ertheilen, die zwischen den spec. Gewichten der zu separirenden Substanzen liegen, kann man sich der schon S. 14 (für die Bestimmung des spec. Gew. eines Minerals) erwähnten

Indicatoren oder Schwimmer bedienen, d. h. einer Reihe von Mineralstückchen, deren spec. Gew. genau bestimmt ist. Hat man z. B. zu trennen: Augit, Hornblende, Oligoklas, Orthoklas, so könnte man als Indicatoren wählen Labradorit und Albit. Beim Eintragen des Gemenges jener vier Mineralien z. B. in die Thoulet'sche Lösung fällt sogleich der Augit; beim Verdünnen bis zum Ausfallen des Labradorits sinkt alle Hornblende zu Boden; vor oder mit Albit fällt dann der Oligoklas, während nur der Orthoklas suspendirt bleibt.

Wohl zweckmässiger ist die Benutzung der ebenfalls schon S. 15 angeführten Westphal'schen Wage, um das spec. Gew. einer bestimmten vorhandenen reinen Lösung zu bestimmen. Um aber auch während einer Trennung das spec. Gew. der Lösung nach dem jedesmaligen Ausfallen einer Probe zu ermitteln, kann man das Senkgläschen der Wage nicht füglich direct eintauchen, so lange noch Pulver oben schwimmt. Dann kann man wohl eine unten offene Glasröhre in die Trichterflüssigkeit einschieben und das Senkgläschen in dieselbe einführen, um das Adhäriren von Gesteinspulver zu vermeiden. Linck schlug vor, einen Theil der Flüssigkeit rein dadurch zu entnehmen, dass in dieselbe ein Glasröhrchen eingesenkt wird, an dessen unterem zugeschmolzenem Ende ein kleines aufwärtsgebogenes, zu einer feinen Spitze ausgezogenes Röhrchen angeschmolzen ist; durch die Öffnung dieser Spitze strömt alsdann die Lösung langsam in das Röhrchen. Am oberen Ende des letzteren sind noch seitlich drei horizontale Glasstäbchen angebracht, vermittels deren der kleine Apparat frei in den Scheidetrichter gehängt werden kann. Hat sich das Röhrchen mit der reinen pulverfreien Flüssigkeit gefüllt, so führt man direct in dieselbe das Senkgläschen der Westphal'schen Wage (Geogn.-petrogr. Beschreib. des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg. Inaug.-Dissert., Strassburg 1884. 40).

Der im Princip einfachen und correcten Trennung der Gesteinsgemengtheile nach dem spec. Gew. stellen sich nun aber in der Praxis mehrfache Schwierigkeiten entgegen, nämlich:

1. Der innige Verband der Gemengtheile, der bei dem Zerkleinern Körnchen liefert, welche nicht einheitlich, sondern aus verschiedenen Mineralien zusammengesetzt sind, und zwar in um so grösserer Menge, je geringer im Gestein die Korngrösse ist, und je weniger weit die Zerkleinerung getrieben wird. Immerhin sollte letztere nicht tiefer hinabgehen, als es durchaus nöthig ist.

2. Das Schwanken im spec. Gew. der Mineralien, welches herrührt: a) von der zonenweise wechselnden Zusammensetzung eines Individuums; b) von der Einlagerung fremder mikroskopischer Substanzen; so wird z. B. das spec. Gew. eines Minerals durch Gasporen (oder Glaseinschlüsse) herabgezogen, durch eingewachsene Magnetitkörnchen erhöht; untersucht man unter dem Mikroskop, ob die leichtesten oder die schwersten Körnchen die reinsten sind, so muss man das spec. Gew. der reinsten als das normale richtige betrachten. Die unreinen Theile gerathen bei der Trennung in die Zwischenproducte. c) Von beginnender Zersetzung, Verwitterung und Umwandlung; auch hier kann noch reines Material

abgeschieden werden, wenn man wiederum das spec. Gew. der frischesten Theile kennt, und in engen Grenzen ausfällt.

3. Die grosse Ähnlichkeit oder selbst Identität des spec. Gew. bei verschiedenen einander begleitenden Mineralien, z. B. Quarz und Oligoklas, Apatit und Hornblende.

4. Die Neigung der leichten Körnchen, namentlich wenn sie in grosser Mehrzahl vorhanden sind, sich an die schwereren zu heften und diese mit in die Höhe zu heben. Je weiter das Gefäss ist, desto weniger ist dieser Übelstand zu befürchten. Es ist vielleicht nicht unzweckmässig, die Trennung zuerst, unbekümmert um etwa zurückgehaltene Theile durchzuführen und dann durch Wiederholen des ganzen Verfahrens eine Reinigung vorzunehmen.

Bei jeder Trennung fällt ausser den annähernd reinen Partikeln auch eine grössere oder geringere Menge von (als solche unverwendbaren) sog. Zwischenproducten, d. h. Verwachsungen zweier oder mehrerer Mineralien, ferner Substanzen, welche durch Verwitterung ganz oder theilweise nicht mehr frisch sind, u. s. w.

Da blätterige Mineralien wie Glimmer in einer schweren Lösung oft noch schweben, wenn sie auf Grund ihres wahren spec. Gew. schon gefallen sein sollten, so werden dieselben am besten entweder vor oder nach der Trennung auf anderem mechanischem Wege abgeschieden. Rosenbusch hat empfohlen, zu diesem Zweck das Pulver viele male über die schwach geneigte Fläche rauhen Schreibpapiers gleiten zu lassen, wobei die blätterigen Mineralien am Papier hängen bleiben (N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 206). Linck, welcher hierbei ein befriedigendes Resultat nicht erzielte, zog vor, das Pulver aus grösserer Höhe und in kleinen Portionen auf die behauchte Innenfläche eines Glastrichtors fallen zu lassen; der Glimmer bleibt an der feuchten Wand haften, während alle mehr oder weniger eckigen Mineralpartikel in ein unten stehendes Gefäss abrollen. Aufstossen des Trichterrandes auf eine mit Papier belegte Tischplatte genügt, um den Glimmer zu gewinnen; um ganz reines Material zu erhalten, muss die Procedur mehrfach wiederholt werden. — Der Glimmer wird am besten unter Wasser gepulvert.

Hin und wieder lassen sich aus dem separirten, grösstentheils homogenen Pulver Verunreinigungen nicht anders als durch Auslesen unter dem Mikroskop bei schwacher Vergrösserung entfernen. Man vertheilt das Pulver portionenweise recht gleichmässig auf einem Objectträger und tupft mit einer feinen Präparirnadel, an deren Spitze eine Spur Canadabalsam gebracht ist, die vereinzelten fremden Körnchen heraus. Sobald das Tröpfchen Balsam ringsum mit angeklebten Körnchen bedeckt ist, hält man die Nadel einen Augenblick in ein Schälchen mit Benzol, in welchem nach Auflösung des Canadabalsams die ausgelesenen Körnchen zu Boden sinken. Um die ganze Pulvermenge besser durchsehen zu können, mag man sich nach Rosenbusch's Anweisung auch eines dickeren Glasstreifens bedienen, in welchen man longitudinal eine Rinne eingeschliffen hat, oder auf welchem man diese Rinne dadurch herstellt, dass man zwei keilförmig

zugeschliffene Glasstreifen mit den einander zugewandten Schneiden nach unten aufklebt. Diese Rinne, in welcher die Körnchen ganz locker zu liegen kommen, wird zum Herausheben der Verunreinigungen langsam unter dem Mikroskop einhergeschoben. Wenig vortheilhaft ist Thoulet's Verfahren, die fremden Körnchen durch ein Glasröhrchen zu aspiriren, welches beweglich befestigt ist an einem System von zwei spritzflaschenähnlich construirten, unter einander durch Glasröhren und Kautschukschläuche verbundenen Glasgefässchen; saugt man die Luft aus dem letzteren derselben, während die Röhrchenspitze das Körnchen berührt, so fällt dieses in das erstere Gefässchen.

B. Isolirung der Gesteinsgemengtheile auf chemischem Wege.

Dieselbe bezweckt die Gewinnung einer im festen oder gelösten Zustande befindlichen Substanz, welche nur aus einem einzigen Gesteinsgemengtheil besteht und wird durch eine geeignete Behandlung des gepulverten Gesteins mit gewissen Reagentien vermittelt.

Etwa im Gestein vorhandene Carbonate lassen sich mit Essigsäure oder mit stark verdünnter Salzsäure, welche andere Gemengtheile nicht angreift, ausziehen.

Zum Zweck der gedachten Trennung wurde vielfach, namentlich bei Silicatgesteinen eine Behandlung mit stärkerer Salzsäure oder Schwefelsäure vorgenommen, wodurch gewisse Gemengtheile gelöst oder zersetzt werden, während andere unzersetzt zurückbleiben. Aus der gepulverten Leucitlava vom Capo di Bove bei Rom, welche aus Leucit, Nephelin, Melilith, Magnetit, Augit und wenig Biotit besteht, kann man die beiden letzteren Mineralien ausgezeichnet isolirt erhalten, indem sie bei der nicht zu intensiven Behandlung mit Salzsäure zurückbleiben, während die vier ersteren dadurch zersetzt oder gelöst werden; den gebildeten Kieselsäureschleim kann man mechanisch entfernen oder durch Kochen mit Kalilauge lösen. So hat auch schon 1846 Sauvage versucht, die Gemengtheile von Ardennenphylliten auf chemischem Wege separirt zu erhalten: nach Ausziehung des feinvertheilten Magneteisens behandelte er die Schiefer mit Salzsäure, wodurch sie entfärbt wurden, indem sich ein chloritartiger Gemengtheil auflöste. Der Rückstand wurde mit conc. Schwefelsäure übergossen, welche denselben theilweise auflöste; die Lösung war ein glimmerartiges Mineral; der noch gebliebene, in beiden Säuren unlösliche Rückstand ergab sich als Quarz nebst einigen feldspathigen Theilen. — Dieses vormals sehr vielfach ausgeübte Verfahren ist da durchaus an der Stelle, wo es sich um Mineralien handelt, welche in jener Hinsicht schroffe Gegensätze bilden und auch selbst ein charakteristisches constantes und normales Verhalten zeigen. Befinden sich dagegen in dem Gestein Mineralien, welche nicht entweder ganz zersetzlich oder ganz unzersetzlich sind, sondern durch die genannten Säuren eine theilweise Zersetzung erfahren, so wird natürlich das ganze Trennungsverfahren in völlig unsichere Bahnen gelenkt. U. a. sind es Plagioklase und Augite, welche sich auf diese Weise verhalten.

Fouqué (Comptes rendus LXXIX. 1874. 869, auch (mit Michel Lévy) Min. micrographique 1879. 116) schlug vor, sich der concentrirten reinen Fluorwasserstoffsäure zu bedienen, welche die Gemengtheile eines Silicatgesteins in einer bestimmten Reihenfolge angreife. In einen die Flusssäure enthaltenden Platintiegel wird das Gesteinspulver eingetragen, so langsam, dass ein starkes Aufwallen vermieden, und rasch genug, dass eine Temperaturerhöhung bewirkt wird; so kann man nach Fouqué ungefähr 30 g Substanz in 5 Minuten eintragen, wobei mit einem Platinspatel fortwährend umgerührt wird. Nach ihm greift die Flusssäure zuerst die glasigen Substanzen an, darauf die Feldspathe, alsdann den Quarz, zuletzt die eisen- und magnesiareichen Mineralien, wie Pyroxene, Amphibole, Olivin, Biotit und auch das Magneteisen. Wenn daher die Einwirkung der Säure im geeigneten Moment dadurch rasch eine Unterbrechung erfährt, dass man reichliches Wasser zufliessen lässt, so werden in vielen Fällen gewisse Gemengtheile zerstört worden, andere noch unangegriffen vorhanden sein. Um dieses unangegriffene Krystallpulver rein zu erhalten, zerdrückt man während des Wasserzusatzes die gebildeten Gelatineklümpchen mit dem Platinspatel, damit sie besser durch das Wasser weggespült werden. Ist durch Auswaschen eine bedeutende Verdünnung der entstandenen Lösung hervorgebracht, so kann man auch das restirende Pulver mit dem Finger gegen die Wand der Platinschale reiben, um die Partikelchen von der an ihnen haftenden Gelatinehaut zu befreien. Nach dem Abgiessen des Wassers wird das Pulver vorsichtig geglüht, um die etwa noch vorhandene Kieselsäure-Gallerte in eine pulverige weisse Masse zu verwandeln, welche dann leicht abgewaschen werden kann (vgl. auch Oebbeke, N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. I. 455).

Würde man so z. B. einen aus Glassubstanz und krystallinischen Mineralien zusammengesetzten Bimsstein behandeln, so wird nach der Angabe von Fouqué zuerst das Glas verschwinden, dann nach einander der Feldspath, ferner der Olivin, das Magneteisen, die Hornblende, der Pyroxen angegriffen. Hemmt man die Operation nach der Zersetzung des Feldspaths, so kann in dem Rest der Magnetit mit dem Magnetstab ausgezogen, mit verdünnter Salpetersäure der Olivin in Lösung gebracht werden, worauf blos Pyroxen und Hornblende als wohl krystallisirte Individuen mit spiegelnden Flächen übrig bleiben, welche vielleicht durch mechanische Separation nach dem spec. Gew. getrennt werden können.

Praktisch ist es allerdings in vielen Fällen recht schwer, gerade den Zeitpunkt zu treffen, wo das eine Mineral bereits völlig, ein anderes noch gar nicht zersetzt ist. Das Glas wird freilich in der Regel schon in einigen Secunden vollständig zerstört. Mit Ausnahme des Anorthits widerstehen die Feldspathe der Flusssäure ziemlich und es bedarf längerer Einwirkung und der Anwendung von Wärme, um sie völlig zu zerstören. Der Quarz, schwerer wegzuschaffen als der Feldspath, scheint sich in seiner Angreifbarkeit von den eisen- und magnesiahaltigen Gemengtheilen nicht eben sehr zu unterscheiden. P. Mann machte, entgegen den Angaben von Fouqué, die Beobachtung, dass selbst Augite, die äusserst schwer von Salzsäure und selbst von concentrirter Schwefelsäure zersetzt werden,

sogar bei nur geringer Dauer der Einwirkung von Flusssäure sich u. d. M. als schon stark angegriffen erwiesen. Deshalb sollte man den Gang der chemischen Einwirkung auf die Mineralien u. d. M. nach jedesmaliger Beendigung einer Operation controliren, auch die Natur der gebildeten Fluoride und Silicofluoride, sowie ihr relatives Mengenverhältniss mikrochemisch zu prüfen nicht unterlassen.

Gewisse Gesteinsgemengtheile, wie der Rutil, Zirkon, Turmalin, Spinell, Korund, Andalusit, Disthen sind in Fluorwasserstoffsäure (auch in Salzsäure und kalter Schwefelsäure) unlöslich und können daher so von anderen Silicaten, auch von dem Quarz getrennt werden. Den Process selbst mag man nach Maassgabe der zu zerstörenden Mineralien mehrfach modificiren (vgl. z. B. Kalkowsky, N. Jahrb. f. Min. 1879. 382; Sauer, ebendas. 1879. 571 und 1880. I. 280; Cossa, ebendas. 1880. I. 162; Cathrein, ebendas. 1881. I. 172). Am zweckmässigsten wendet man zuerst, namentlich wo basische Silicate vorliegen, eine Mischung von Salzsäure und Flusssäure an, da eine solche einerseits leichter lösliche Salze liefert und andererseits auf die zu isolirenden Kryställchen minder einwirkt. Um hierbei die glimmerigen Mineralien wegzuschaffen, wird man aber zu Schwefelsäure anstatt der Salzsäure greifen müssen; doch darf man in vielen Fällen zur Zerstörung der Fluoride nicht direct über der Flamme erhitzen, sondern muss auf dem Wasserbad eindampfen, da die heisse Schwefelsäure auch das zu isolirende Material theilweise oder ganz auflösen könnte. Nach dem Vorschlag von van Werveke decantirt man zur Beschleunigung am besten mit einem Heber, der mit der Bunsen'schen Luftpumpe verbunden wird, womit man fast die gesammte Waschflüssigkeit abheben kann. Das erhaltene Pulver kann man schliesslich noch einmal mit Salzsäure behandeln. Etwa in dem Rest noch vorhandene Kohlepartikelchen werden durch Glühen entfernt. — Da bei der Benutzung von Platingefässen die Menge des auf einmal in Arbeit zu nehmenden Materials ziemlich beschränkt ist, weil ferner allzu reichlich sich ausscheidende Salze den unangegriffenen Rest einhüllen und vor der weiteren Einwirkung der Säure schützen, so empfahl Cohen, das mit Wasser oder mit Wasser und Schwefelsäure durchfeuchtete Gesteinspulver in einer Reihe von flachen Bleischüsseln von verschiedener Grösse auszubreiten, welche dann in einem Bleitopf auf treppenähnlich eingekerbten Bleileisten hürdenförmig über einander gesetzt werden. Die untere Hälfte des Topfs bleibt frei, zur Aufnahme der nöthigen Menge von Flussspath und Schwefelsäure; der Deckel schliesst mit einem Falz. Ist das Gesteinspulver auf ein kleines Volumen reducirt, so wird die weitere Behandlung am besten in einem Platintiegel mit flüssiger Flusssäure vorgenommen (Mittheil. naturw. Ver. Neuvorpommern u. Rügen XX. 1888. 137). Nach Weinschenk's Angabe kann man das Blei durch Amalgamiren widerstandsfähiger gegen Flusssäure machen.

Über Vorschläge und Untersuchungen, welche die Isolirung von Quarz aus Silicatgemengen zum Gegenstand haben, vgl. A. Müller, Journ. f. prakt. Chemie Bd. 95. 1865. 43 und Bd. 98. 1866. 14; Wunderlich, Beitr. z. Kenntn. der Kieselschiefer, Adinolen u. Wetzschiefer d. nordwestl. Oberharzes, Inaug.-Diss. Leipzig 1880. 42. Anscheinend sind daraus keine befriedigenden Methoden abzuleiten. —

Brögger proponirte zur Isolirung des Quarzes alle übrigen Silicate mit Kieselflusssäure zu zersetzen (Vetensk.-Akadem. Förhandl. Stockholm 1884. 191. — Hazard schlug zur quantitativen Bestimmung des Quarzes in Gesteinen vor, dieselben mit verdünnter Schwefelsäure oder concentrirter Salzsäure bei hoher Temperatur und hohem Druck in zugeschmolzenen Glasröhren zu behandeln (Zeitschr. f. analyt. Chemie XXIII. 1884. 158; vgl. Refer. im N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 264).

Durch Lemberg wurde (Z. d. geol. Ges. XXXV. 1883. 560) die Verwendbarkeit kaustischer Alkalien hervorgehoben; die Methode gründet sich darauf, dass durch das Alkali die Silicate in Verbindungen übergeführt werden, welche immer sehr leicht durch Säuren zerlegbar sind, dass aber diese Umwandelbarkeit für verschiedene Silicate sehr verschieden ist. Verhältnissmässig rasch werden alle Feldspathe, Kaolin und sonstige thonige Zersetzungsproducte in zeolithartige Verbindungen übergeführt, recht langsam z. B. Andalusit, Epidot, Kaliglimmer; ziemlich stark werden Hornblende und Augit verändert; auch Quarz löst sich verhältnissmässig rasch in NaHO. Um z. B. Augit aus Phonolith zu isoliren, wurde das nicht zu fein gepulverte Gestein mit möglichst concentrirter Natronlauge (so dass die Lauge bei Zimmertemperatur zu einem Krystallbrei erstarrt) in einem geräumigen Platintiegel 24 Stunden auf dem Dampfbad bei 100° behandelt, anfangs unter häufigem Umrühren mit einem Platinstab. Um Eintrocknen und Kohlensäure-Absorption zu vermeiden, blieb die Lauge immer mit einer ca. 1 cm dicken Schicht geschmolzenen Paraffins bedeckt. Nach 24-stündiger Einwirkung wurde mit Wasser stark verdünnt, das Gelöste abgegossen und dann durch Salzsäure die aus dem Feldspath entstandenen Zeolithe gelöst; nach dem Auswaschen wurde der Rückstand von neuem mit Natronlauge auf dem Dampfbad behandelt, jedoch länger als 24 Stunden, und das ganze Verfahren so lange wiederholt, bis das Pulver u. d. M. rein erschien. Alsdann wurde es einige Minuten lang mit verdünnter Natronlauge bei 100° behandelt, zur Lösung etwaiger durch Salzsäure abgeschiedener Kieselsäure.

Um aus dem sächsischen Granulit den Spinell zu isoliren bediente sich Kalkowsky der Thatsache, dass Spinell sich in schmelzendem Kalinatroncarbonat nicht auflöst, während dabei z. B. Quarz, Feldspath, Glimmer, auch Rutil in Lösung gehen. Granat löst sich ebenfalls nicht in dieser Schmelze (Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 535). Auch Korund lässt sich mit dieser empfehlenswerthen Methode vorzüglich isoliren.

Bituminöse und kohlige Substanzen, welche sich weder u. d. M. noch durch leichtere oder schwierigere Verbrennbarkeit genügend unterscheiden lassen, suchte Cohen durch Äther unter Anwendung des Soxhlet'schen Apparats zu extrahiren, welcher gestattet, mit einer verhältnissmässig geringen Menge von Flüssigkeit beliebig lange zu operiren; nach Verdunsten des Äthers erhielt er ölige Substanzen von ozokeritähnlichem Geruch, sowie mehr oder weniger bräunlicher Färbung; werden Lösungsmitel von hohem Siedepunkt, z. B. Xylol, angewendet, so kann die Extraction auch in einem gewöhnlichen Kolben vorgenommen werden (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 220).

Besonders sei nochmals hervorgehoben, dass die Versuche, auf chemischem Wege die Gemengtheile zu isoliren, Hand in Hand gehen sollten mit den mechanischen Separationen (und der nunmehr zu erwähnenden Trennung durch den Elektromagneten), um, was die eine Methode nicht vollkommen zu Wege bringt, durch die andere befriedigend zu erzielen.

C. Trennung vermittels des Magneten.

Fouqué benutzte zuerst 1874 bei seinen Untersuchungen über die modernen Santorinlaven die Methode, vermittels eines Elektromagneten die etwas eisenhaltigen Gemengtheile eines gepulverten Gesteins von den ganz eisenfreien zu trennen. Abgesehen von Magnetit, Eisenglanz und Titaneisen gehören zu den Mineralien, welche bei solcher Gelegenheit attrahirt werden z. B. Granat, die eisenhaltigen Augite und Hornblenden, Pleonast, Epidot, Turmalin, Vesuvian, Staurolith, Olivin, auch Biotit, Chlorit, Rutil, wobei übrigens die Anziehbarkeit durchaus nicht proportional ist dem absoluten Eisengehalt. Ganz reine und eisenfreie Feldspathe, Leucite, Nepheline, Quarze u. s. w. werden nicht angezogen; führen aber solche Mineralien reichlich eisenhaltige Interpositionen, so können sie ebenfalls vom Elektromagneten attrahirt werden.

Die Ansichten sind auseinandergegangen, welche Form man dem Magneten geben, und in welcher Weise man das zu separirende Gesteinspulver demselben darbieten soll. Das nächstliegende ist wohl hier, wenigstens wo es sich um Isolirung stark magnetischer Mineralien handelt, das gut getrocknete Pulver auf einem Bogen Papier auszubreiten, der feucht in einen mit vier Füssen versehenen Holzrahmen eingespannt ist, und dann, indem mit dem Magneten auf der unteren Papierfläche gegen den Rand des Rahmens gestrichen wird, die magnetischen Theile dorthin zu führen, wo sie mit einem Pinsel entfernt werden können. Namentlich bei sehr feinem Pulver werden aber unmagnetische Partikel dabei leicht ebenfalls mit fortgeführt und das erhaltene Material muss daher noch weiterhin gesäubert werden. Cohen empfiehlt zur Herstellung der Magneten die breiten Stahlkämme, mit welchen die Maler Holzaderung nachahmen, da die Zacken hinlänglich elastisch sind, um zu gestatten, das Papier direct beim Streichen zu berühren, ohne es zu verletzen. Man kann auch eine Drahtbürste anwenden, bei welcher die beweglichen Drähte in einen Kautschukboden eingelassen sind. Beide Gegenstände können leicht durch einen kräftigen Hufeisenmagneten in der geeigneten Weise magnetisch gemacht werden. Doelter wandte bei seinen Versuchen (Sitzungsber. Wiener Akad. Bd. 85. 1882. 47) einen Hufeisenmagneten mit hakenförmig gekrümmten Polen an, welche über ein verschiebbares Glastischchen reichen, auf dem das trockene Pulver gleichmässig ausgestreut liegt. Durch Öffnen des Stromes fällt das vom Magnet angezogene Pulver auf ein darunter gehaltenes Stück Papier. Doelter stellte auch Versuche an über den Einfluss der Korngrösse des Pulvers sowie des Abstandes

desselben von den Polen des Elektromagneten und empfahl, um die Trennungsmöglichkeit noch zu variiren, die Anwendung zweier, eines stärkeren und eines schwächeren Elektromagneten, deren Wirkung durch Verstärkung oder Schwächung des Stromes in Folge einer wechselnden Zahl von Elementen noch modificirt werden kann. Wie Rosenbusch mit Recht hervorhebt (N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 252 Ref.), kann man die Verstärkung oder Verschwächung der Wirkung ebensogut an einem Elektromagneten erzielen, wenn an die Pole rechtwinkelig umgebogene Eisenkeile angeschraubt sind, deren Spitzen durch Drehung gegenseitig genähert oder von einander entfernt werden.

Im Gegensatz zu Fouqué und Doelter schlug Pebal (Sitzungsber. Wiener Akad. Bd. 85. 1882. 146. 192) vor, um den Theilchen eine freiere Bewegung zu ermöglichen, das zu trennende Gesteinspulver in Wasser zu suspendiren, und es so in kleinen Bechergläsern, welche in beständiger lebhafter Bewegung gehalten werden, der Einwirkung eines stabförmigen mit dem einen Ende hineingesenkten Elektromagneten zu unterwerfen.

Ganz vortrefflich fungirt ein von Paul Mann ersonnener Apparat, dessen wesentlichste Construction folgende ist: An den Polen eines horizontal liegenden hufeisenförmigen Elektromagneten befinden sich cylindrische Eisenkerne, deren einander zugekehrte Enden messerschneideartig zugeschärft und durch Schrauben in beliebige Entfernung von einander zu bringen sind. Genau über diesen Schneiden befindet sich die Ausflussöffnung einer mit einem Glashahn versehenen engen verstellbaren Bürette, deren oberes Ende einen geräumigen trichterförmigen Ansatz hat. Das zu trennende Mineralpulver wird, nachdem es in einem Becherglase mit Wasser übergossen und durch Umschwenken in demselben gleichmässig suspendirt ist, schnell in den Trichter der Bürette gegossen, und darauf wird nach Schluss des elektrischen Stromes der untere Bürettenhahn soweit geöffnet, dass das Wasser mit der Trübe in gleichmässig ruhigem Strom langsam zwischen den zugeschärften Polen der beiden Halbanker in ein darunter gestelltes Becherglas abfliesst. Die an den Schneiden hängen bleibenden Partikel können leicht nach Entleerung der Bürette und Öffnung des Stromes, mit einem feinen Wasserstrahl in ein Bechergläschen abgespritzt werden. Zur völligen Extraction der eisenhaltigen Partikel muss die Operation mehrfach wiederholt werden. Den Strom erzeugte Mann durch eine Batterie von 20 Chlorsilber-Elementen (N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 182).

Von Doelter wurde einmal der, wie es scheint, ohne weitere praktische Verwendung gebliebene Vorschlag gemacht, die verschiedene Schmelzbarkeit der Mineralien zu benutzen, um ein Gemenge möglichst gleichmässig grosser Körnchen abweichender Natur zu separiren. Ein Platinblech, auf welchem die Körnchen ausgebreitet liegen, wird vor der Gebläselampe geglüht, bis die leichter schmelzbaren daran festbacken; nach dem Erkalten bleiben diese dann haften, während die schwerer schmelzbaren vorsichtig abgeschüttelt werden.

Das quantitative Mengenverhältniss der hauptsächlichen Gesteinsgemengtheile, welches übrigens in einer und derselben Ablagerung kein constantes zu sein braucht, sondern oft vielen Schwankungen unterworfen ist, kann mitunter, wenn die chemische Zusammensetzung derselben bekannt ist, aus der Bauschanalyse berechnet oder auch auf Grund der Trennungsmethoden annähernd ermittelt werden. Delesse versuchte früher, dazu auf einem anderen Wege zu gelangen (Comptes rend. XXV. 1847. 544; Annales des mines (4) XIII. 1848. 379): Wenn man an einem gleichmässig gemengten Gestein eine glatte Schlifffläche anbringt, so ist zu erwarten, dass das Volum der Quantitäten der einzelnen mineralischen Gemengtheile zu einander in demselben Verhältnisse stehen werde, wie die Summen des Inhalts ihrer Oberflächen auf der Schlifffläche. Man breitet ein Stück durchsichtiges Ölpapier über die Schlifffläche, colorirt die einzelnen Bestandtheile, deren Grenzen durch eine vorherige Tränkung des geschliffenen Gesteins mit Öl besser von einander unterscheidbar werden, mit Farben durch und klebt das Bild auf gleichmässig dickem Stanniol auf. Trennt man nun vorsichtig mit einer Scheere die einzelnen verschiedenfarbigen Theile, löst durch Befeuchten das Papier von dem Stanniol, so kann man die zusammengehörigen Stanniolschnitzel, welche die einzelnen Gemengtheile repräsentiren, abwägen und das Verhältniss zwischen den Summen der Gewichte der entsprechenden Schnitzel ist das Quantitätsverhältniss der einzelnen Gemengtheile dem Volum nach. Führt man diese Operation auf den sechs Seiten eines geschliffenen Gesteinsparallelepipeds durch, so erhält man Maxima und Minima dieser Werthe, aus denen sich die mittlere Zusammensetzung berechnen lässt. Je gleichmässiger körnig und je grobkörniger das Gestein ist, um so grössere Sicherheit bietet diese Untersuchung. Sorby bestimmte auf ähnliche Weise an geschliffenen Kalksteinen das Mengenverhältniss zwischen den von Organismen herrührenden und den rein mineralischen Bestandtheilen (London etc. Philos. Magaz. XI. 1856. 21). —

Dieses Verfahren hat Sollas später für die Granite von Leinster auf das Mikroskopische ausgedehnt und an Camera lucida-Bildern von mehrfachen Dünnschliffsstellen, welche ebenfalls auf Zinnfolie übertragen waren, durch Ausschneiden der einzelnen Gemengtheile nicht unbefriedigende Durchschnittsresultate erhalten (Trans. r. Irish acad. XXIX; part XIV. 1891. 472).

Bei Gesteinen, die fast nur aus zwei Hauptgemengtheilen bestehen, kann man auch auf andere Weise das beiläufige Quantitätsverhältniss derselben ermitteln. Bezeichnet man das Volum des schwereren Gemengtheils mit v, das des leichteren mit v', das spec. Gew. des schwereren Gemengtheils mit g, das des leichteren mit g', das des ganzen Gesteines selbst mit G, so hat man das Verhältniss

$$v : v' = G - g' : g - G.$$

Multiplicirt man die gefundenen Volumina mit den betreffenden spec. Gewichten g und g', so erhält man die Gewichtsmengen. Es leuchtet ein, dass die Bestimmungen der spec. Gew. mit grösster Sorgfalt ausgeführt werden müssen, indem jeder kleine Fehler eine beträchtliche Änderung des Resultats zu Wege bringt.

Namentlich ist es nicht gestattet, die Zahlen für die spec. Gewichte der Gemengtheile irgendwoher zu entnehmen. Die Methode ist natürlich um so sicherer, je mehr die spec. Gew. der einzelnen Gemengtheile von einander verschieden sind.

4. Makrochemische Untersuchung.

Dieselbe bezweckt die Ermittelung der Natur und Quantitätsverhältnisse der an einem Gestein oder an einem Gemengtheil desselben betheiligten chemischen Stoffe auf Grund der üblichen Methoden für die qualitative und quantitative chemische Analyse, auf welche an dieser Stelle nicht im Speciellen eingegangen werden kann. Wird das ganze Gestein als solches auf diese Weise quantitativ untersucht, so heisst das Resultat die Bauschanalyse. Bei der Bauschanalyse muss das ganze zu untersuchende Stück zuerst grob gepulvert, dann ohne Entfernung etwaiger dickerer Partikelchen gleichmässig gemengt, und eine mittlere Probe zur Analyse verwandt werden. Unzulässig und falsche Resultate liefernd ist das Sieben oder Schlämmen des Pulvers zum Zweck der Bauschanalyse: denn der feinste oder gröbste Pulverantheil, welcher durch diese Vornahmen gewonnen wird, entspricht nicht der durchschnittlichen mittleren Zusammensetzung; die weicheren, die spröderen, die besser spaltenden Gemengtheile eines Gesteins verstäuben zuerst, die härteren und zäheren viel schwerer, und in Folge dessen würde eine Anreicherung der einen oder anderen Gemengtheile in dem feiner- bezw. gröberkörnigen Theile des Pulvers eintreten, zugleich eine Verschiebung der chemischen Zusammensetzung.

Vielfach ist man bei gemengten Gesteinen in der Lage, Material, welches nur aus einem einzigen Gemengtheil besteht, quantitativ untersuchen zu können, nachdem man dasselbe von den anderen Gemengtheilen auf mechanischem oder chemischem Wege (siehe darüber vorher) getrennt hat. Oder es gelangt, um einen Aufschluss über die zusammensetzenden Gemengtheile zu gewinnen, der in Salzsäure lösliche oder zersetzbare und der darin unzersetzbare Gesteinsantheil separat zur sog. Partialanalyse.

Weitere Bemerkungen über makrochemische Untersuchungen finden sich in der Einleitung zu den massigen Gesteinen, für welche dieselben von besonderem Belang sind.

5. Mikrochemische Untersuchung.

Der Unterschied zwischen den — selbstverständlich in ihrer Ausdehnung beschränkteren — mikrochemischen und den makrochemischen Reactions-Untersuchungen beruht blos darin, dass es bei den ersteren das bewaffnete Auge ist, welches die zu prüfenden Objecte und die daran erfolgenden Veränderungen und Erscheinungen erkennt. Die Probirröhrchen, Bechergläser, Kolben, Ab-

dampfschalen werden hier durch den gläsernen Objectträger, ein kleines Uhrglas, einen kleinen Glastrog ersetzt, und die Reagentien mit einer feinen Pincette oder einer Capillarpipette aufgetragen. An einem Dünnschliff oder einem Mineralfragmentchen lassen sich so unter dem Mikroskop Löslichkeitsverhältnisse in verschiedenen Säuren, Einwirkung von Reagentien, Entwickelung von Gasen, Bildung von Kieselgallert beobachten, namentlich kann man auch die Entstehung von charakteristisch krystallisirten mikroskopischen Producten der Reaction bei der Einwirkung von Reagentien auf gelöste Proben wahrnehmen, und zur Erkennung der Natur des Minerals, an welchem dieselbe erfolgte, verwerthen.

Allgemeines über mikrochemische Vornahmen an den Untersuchungsobjecten.

Die mikrochemischen Prüfungen werden entweder am Dünnschliff selbst oder an den auf irgend eine Weise aus dem Gestein isolirten Mineralpartikelchen vorgenommen, wenn möglich oder wünschenswerth, zur gegenseitigen Ergänzung an beiden; nur in seltenen Fällen erfolgen sie am Gesteinspulver selbst.

Beabsichtigt man eine chemische Untersuchung des Dünnschliffs, so wird natürlich bei demselben das Deckgläschen weggelassen, derselbe auch nicht polirt, damit die verhältnissmässig etwas rauh bleibende Oberfläche desto mehr Angriffspunkte darbietet. Trägt das Präparat schon ein Deckglas, so muss dieses durch Erwärmen des Canadabalsams abgehoben und der darunter befindliche Balsam vermittels eines Pinsels durch Spiritus oder Äther entfernt werden. Soll nur ein Theil des Präparats geprüft werden, so wird auch nur der übrige mit einem Deckgläschen versehen; im Falle das Präparat schon bedeckt war, kann man zur partiellen Prüfung das Deckgläschen mit einer Diamantspitze behutsam durchschneiden, den einen Theil nach Erwärmung abheben und hier das Präparat vom Balsam reinigen, den anderen Theil des Deckgläschens wieder andrücken. Oder man trennt auf einem unbedeckt gebliebenen Präparat einen gewissen Theil durch einen ringförmig aufgelegten Faden zähflüssigen Canadabalsams ab, so dass der zugeführte Reagens-Tropfen innerhalb dieses Wulstes verbleibt. — Vielfach kann Unsicherheit darüber bestehen, welcher von den Gemengtheilen des Präparats es war, der durch das Reagens beeinflusst wurde, und die Aufgabe, das Reagens nur auf ein ganz kleines Theilchen im Präparat einwirken zu lassen, mag man in folgender Weise zu lösen versuchen (vgl. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 26. 174). Man erzeugt in einem Deckgläschen ein feines trichterförmiges Loch, indem das Gläschen mit einer Wachsschicht überzogen, an einer mittleren Stelle das Wachs in einem kleinen Kreise (von 0,5—1 mm Durchmesser) weggekratzt, und auf die entblösste Stelle Flusssäure so lange, bis sie dort das Gläschen durchgefressen hat, wirken gelassen wird. Dieses durchlochte Deckgläschen legt man nun über den blos mit einer Schicht von Canadabalsam bedeckten Dünnschliff, und bringt dann durch Verschieben u. d. M. die feine Öffnung gerade über dasjenige Theilchen desselben, welches man zu prüfen

wünscht. Nachdem nun unter Erwärmen das Deckgläschen fest angedrückt, und der Canadabalsam aus der Öffnung vermittels eines in Spiritus oder Äther getauchten Pinsels gänzlich entfernt worden ist, erhält man ein Loch zur Einführung des Reagens, welches nunmehr nur auf die gewählte kleine freie Stelle, auf keine andere des Präparats wirken kann. Operirt man mit glasangreifenden Säuren, so wird man sich statt des durchlochten Deckgläschens eines durchbohrten dünnen Platinblechs bedienen müssen. — Einfacher, aber wohl nur bei etwas grösseren schon unter der Loupe erkennbaren Mineralausscheidungen anwendbar ist das Verfahren von Wichmann, den Dünnschliff mittels einer ätherischen Lösung von Canadabalsam mit einer dünnen, nach einigen Stunden von selbst (oder in einem Wasserbade rasch) erhärtenden Schicht von Canadabalsam zu überziehen, und dann mit einer feinen Spitze das zu untersuchende Mineral bloszulegen, auf welches dann das Reagens einwirken kann. (Wo es sich um die Aufgabe handelt, mit dem Lösungsmittel nur bestimmte Körnchen eines Pulvers zu treffen, empfahl Wichmann, das Pulver auf einen Objectträger zu streuen, welcher mit der eben erwähnten Balsamlösung bestrichen ist, an welcher, so lange sie noch klebrig ist, die Körnchen haften bleiben; nach dem Trocknen werden u. d. M. die Körnchen des chemisch zu prüfenden Minerals aufgesucht und alle übrigen noch einmal mit der Balsamlösung bestrichen, worauf man dann die isolirten Partikelchen direct mit dem Lösungsmittel behandelt; vgl. Ztschr. f. wissensch. Mikroskopie I. 1884. 417.)

Im folgenden sind nun einige der üblichsten, vorwiegend an Dünnschliffen ausgeführten Mineral-Untersuchungen zusammengestellt.

Prüfung auf Carbonate und Schwefelverbindungen. Bei der Behandlung mit Säuren tritt bei den Carbonaten die bekannte Kohlensäure-Entwickelung (Aufbrausen) ein. Gewisse derselben, wie die Calcite werden schon durch Essigsäure, andere durch kalte, andere erst durch heisse Salzsäure gelöst. Bei spärlicher Vertheilung sehr kleiner Carbonatpartikelchen kann die Entwickelung der Kohlensäurebläschen leicht übersehen werden. Man kann dann wohl das Präparat mit einer dünnen Schicht Wasser bedecken, darüber ein Deckgläschen breiten, und nun einen Tropfen Säure so an den Rand des letzteren bringen, dass eine langsame Diffusion zwischen ihm und jenem Wasser entsteht; alsdann wird man, weil das Deckgläschen nun unmittelbar das Platzen der Bläschen verhindert, dieselben längere Zeit an den Stellen besser beobachten können, wo sie sich aus den Carbonaten gebildet haben. Eine etwa nöthige Erwärmung des Präparats findet durch einen hierzu geeigneten Apparat statt. Um die Natur der Basen in den Carbonaten zu erkennen, wird die den Schliff bedeckende Lösung (von welcher vorausgesetzt wird, dass sie blos von jenen Carbonaten herrührt) mit einem gläsernen Capillarröhrchen abgehoben und auf einen reinen Objectträger gebracht, auf welchem sie weiter durch mikrochemische Methoden geprüft werden kann.

Bei der Behandlung mancher Sulfide erfolgt eine Entwickelung von Schwefelwasserstoffgas, dessen Natur sich, wenn die Gasbildung unter dem Deckgläschen

stattfand, dadurch nachweisen lässt, dass ein mit essigsaurer Bleilösung befeuchteter Filtrirpapierstreifen, in die Lösung eingetaucht, sich bräunt.

Entfernung fein vertheilter Eisenerze, chloritischer Substanzen u. s. w. In Salzsäure ist von den oxydischen Eisenerzen der Brauneisenstein am leichtesten löslich, dann folgt wohl der Magnetit, schwerer als letzterer löst sich der Eisenglanz; das Titaneisen darf nicht als unlöslich sondern muss als schwerlöslich gelten: wie sich u. a. aus den Untersuchungen von Cohen und Bücking ergibt (vgl. z. B. Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 547), löst sich das Titaneisen immerhin binnen 12 Stunden vollständig. Wegen dieser blos quantitativen Gegensätze wird es sich hier weniger um eine Unterscheidung als vielmehr um eine Entfernung der Eisenerze handeln können, wobei zu bedenken ist, dass alle die Partikel, welche in unangreifbaren Mineralien eingewachsen liegen, der Einwirkung der Säure überhaupt nicht zugänglich sind. Das Chromeisen ist unlöslich oder doch fast unlöslich. — Die meisten chloritischen Substanzen verschwinden bei Ätzung mit Salzsäure und dadurch werden oft Mineralien blosgelegt, welche von jenen bis zur Unerkennbarkeit überwuchert waren; das Verhalten ist auch zur Unterscheidung von Chlorit und Uralit diensam.

Prüfung auf Apatit. Zu den sehr verbreiteten in Salzsäure leicht löslichen Gemengtheilen gehört der Apatit, welcher sich auch in Salpetersäure löst. Zur Nachweisung der Gegenwart von Apatit bringt man einen Tropfen einer concentrirten salpetersauren Lösung von molybdänsaurem Ammoniak hinzu, worauf sich der Apatit von oben nach unten löst und zahlreiche, im auffallenden Licht gelbe, im durchfallenden etwas grünliche reguläre Kryställchen (Rhombendodekaëder oder Oktaëder) von $10\,MoO_3 + PO_4(NH_4)_3$ entstehen, welche sich rings um den Apatit lagern, aber nicht an der Stelle, wo er sich befand, weil hier die Phosphorsäure in solchem Überschuss vorhanden ist, dass der betreffende Niederschlag sich nicht bilden kann (Streng, Min. Mittheil. 1876. 168). Oder man lässt verdünnte Salpetersäure genügend auf das Präparat einwirken, saugt mit einem Haarröhrchen ab, verdampft auf einem Objectträger zur Trockne, nimmt mit verdünnter Salpetersäure auf und fügt nun erst die Lösung von molybdänsaurem Ammoniak auf einem reinen Objectgläschen hinzu, auf welchem dann, namentlich bei schwachem Erwärmen, sich jene isotropen regulären Kryställchen isolirt oder gruppenweise bilden. Doch ist hierbei zu bemerken, dass diese am Dünnschliff vorgenommene Operation nur dann für die Phosphorsäure des Apatits unmittelbar beweisend ist, wenn das Präparat keine durch Säure zersetzbaren Silicate enthält, weil auch die Kieselsäure mit dem erwähnten Reagens Salze bildet, welche sich von den durch Phosphorsäure entstehenden nicht sicher u. d. M. unterscheiden lassen, auch die erheblich schnellere Bildung der phosphorsauren Verbindung kein genügendes Merkmal abgibt (vgl. Stelzner im N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 382). Sind durch Salzsäure leicht augreifbare Silicate in dem Dünnschliff vorhanden, so kann man entweder das fragliche Kryställchen isoliren, oder die durch verdünnte Salpetersäure erhaltene Lösung auf einem Objectgläschen ein-

dampfen und nach hinreichender Erwärmung, wodurch die Kieselsäure in die unlösliche Modification übergeht, wieder lösen und nun erst das Reagens zusetzen.

Wo Orthoklas und Quarz, wie z. B. in manchen Amphiboliten, auch Rhyolithen nicht unmittelbar gut zu unterscheiden sind, kann man das Präparat einen Augenblick mit Flusssäure behandeln, wobei der Quarz einfach mit klarer Oberfläche gelöst, der Feldspath oberflächlich unter Abscheidung von Kieselfluoraluminium zersetzt wird und sich trübt (Angabe von Harada); Becke schlug weiter vor, diese Gegensätze durch Färbung mit einem Tropfen Anilinlösung noch besser zur Anschauung zu bringen, indem darnach der Quarz farblos, der Feldspath mit Farbe imbibirt erscheint. Das Verfahren ist nach der Vorschrift folgendes: Auf die gereinigte Schlifffläche bringt man einen grösseren Tropfen der Säure und lässt $\frac{1}{4}$—1 Minute einwirken; mit Fliesspapier wird vom Rande her, ohne den Schliff zu berühren, der Tropfen abgehoben und die dünne zurückbleibende Flüssigkeitsschicht unter Daraufblasen auf dem Wasserbad rasch verdampft. Dann kommt ein Tropfen Farblösung darauf, der über den Rand des Schliffs hinausgreifen soll. Nach 5—10 Minuten wird er mit einer Pipette abgesaugt und der Schliff durch vorsichtiges Auftropfen von Wasser abgespült. Die Farbhaut wird durch absoluten Alkohol entwässert, der Schliff sodann einige Minuten in Benzol gelegt, dann mit einem Tropfen Lavendelöl benetzt, schliesslich mit in Äther gelöstem Balsam gedeckt. — Durch entsprechende Abstufung der Ätzung gelingt es sogar leicht, auch die verschiedenen Feldspatharten zu unterscheiden: Orthoklas nimmt die Färbung viel schwieriger an als Plagioklase und unter diesen sind die kalkreichen leichter färbbar als die natronreichen, so dass es in basischen Gesteinen geräth, die kalkreichen Kerne zu färben, während die natronreiche Hülle unverändert bleibt (Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 90; XII. 1891. 257).

Sehr häufig hat man Veranlassung, einen Dünnschliff mit Säure, insbesondere Salzsäure, zu behandeln, um das Dasein von Silicaten, wie Nephelin, Anorthit, Olivin, Haüyn, Analcim und anderer Zeolithe nachzuweisen, welche bei dieser Gelegenheit unter Abscheidung von Kieselsäuregallerte zersetzt werden. Man breitet alsdann mit einem Glasstäbchen über die wohlgereinigte Oberfläche des Präparats einen Tropfen Säure zu einer dünnen Schicht aus; man nehme nicht mehr als zu einer oberflächlichen Zersetzung erforderlich ist, damit nicht etwa eine übermässige Menge von Gallerte entsteht, welche sich auch über die Theile ausbreitet, die gar nicht von der Säure angegriffen wurden. Möglicherweise empfiehlt sich auch ein gelindes Erwärmen. Die Einwirkung sei nicht zu kräftig, da man im gedachten Falle nur beabsichtigt, eine ganz dünne Gallertehaut über den zersetzbaren Mineralien sich ausbilden zu lassen, und es nützlich ist, noch durch dieselbe hindurch das Polarisationsverhalten des Minerals beobachten zu können. Jedenfalls ist es vorzuziehen, den Versuch mehrmals vorsichtig zu wiederholen, als mit einem Mal zu intensiv einzuwirken. Nach erfolgter Reaction wird das Präparat in Wasser abgespült, blos um die Säure hinwegzuschaffen; vielleicht ist es auch noch erforderlich, mit etwas verdünntem Ammoniak den letzten Rest derselben zu neutralisiren. Alsdann befindet sich über den zersetzten Mineral-

partikeln eine mehr oder weniger gut anhaftende dünne durchsichtige Haut von Kieselsäure-Gallerte; da dieselbe vielfach als solche nicht gut hervortritt, so pflegt man sie durch Imbibition mit einem Färbemittel wahrnehmbar zu machen. Das Präparat wird mit einem Tropfen Wasser bedeckt, welchem eine verdünnte wässerige Lösung von Fuchsin oder Methylviolett zugesetzt wurde; dieses (nicht zu intensiv angewandte) Färbemittel dringt nach einiger Zeit in die Gelatine ein, und wenn dann das imbibirte Präparat wieder mit Wasser abgespült ist, so werden alle unangegriffen gewesenen Stellen ungefärbt erscheinen. Sollte die Säure nicht genügend gewirkt haben, so kann das Färbemittel durch einen Tropfen Säure zerstört und die Ätzung weiter fortgesetzt werden. Das ganze Verfahren ist dann als gelungen zu bezeichnen, wenn die gefärbten Gelatinestellen den gewünschten Aufschluss über Verbreitung, Vertheilung und namentlich auch über die Contouren der zersetzbaren Gemengtheile gewähren und man andererseits trotz der oberflächlichen Kieselsäureabscheidung das davon betroffene Mineral einigermassen zu erkennen vermag. — Der Färbungsversuch ist auch von Belang, um festzustellen, ob bei der Zersetzung eines Silicats sich überhaupt gelatinöse oder pulverige Kieselsäure abgeschieden hat, indem die letztere nicht färbbar ist.

Man kann mit dieser Operation auch wohl die qualitativ-mikrochemische Untersuchung der bei dieser Gelegenheit in Lösung gegangenen Basen verbinden. Zu diesem Zweck lässt man die Säure intensiver einwirken und hebt die entstandene Lösung mit einer Capillarpipette auf einen reinen Objectträger ab; hier dampft man sie zunächst, um die gelöste Kieselsäure in die unlösliche Modification überzuführen, ein, löst wieder in einem Tröpfchen angesäuerten Wassers und nimmt dann daran die in der Folge angeführten mikrochemischen Reactionen auf die Basen vor. Das Präparat selbst kann dann mit den Farbstoffen imbibirt werden.

Vielfach ist es aber auch erwünscht, die zersetzbaren Gemengtheile gänzlich wegzuschaffen, z. B. um in einem resistenten Mineral die darin secundär entwickelten zeolithischen, serpentinösen, chloritischen Substanzen zu zerstören, um primäre unangreifbare Mineralien, welche von solchen Umwandlungsproducten gänzlich überwuchert sind, blosszulegen u. s. w. Natürlich muss hierbei eine kräftige Wirkung der Säure stattfinden und die in diesem Falle für die Beobachtung blos hinderliche Gelatine mit Wasser möglichst weggewaschen werden.

Bildet das Gestein ein Aggregat von Mineralien, welche sich im gepulverten Zustande als Körnchen durch Farbe, Ansehen der Substanz, Polarisationsverhalten wohl von einander unterscheiden, so kann sich auch eine Behandlung des Pulvers mit Salzsäure empfehlen. Hat man längere Zeit mit der Säure gekocht, die Kieselsäuregallerte entfernt und gut ausgewaschen, so deutet bei mikroskopischer Untersuchung des behandelten Pulvers das Fehlen irgend eines Gemengtheils natürlich an, dass derselbe durch Säure zersetzbar oder darin auflöslich ist.

Um in dem Gesteinspulver Nephelin nachzuweisen, pflegt man folgendermassen zu verfahren: man behandelt dasselbe in der Kälte mit Salzsäure, fügt

zur oxydirten Lösung gleichzeitig Ammoniak und kohlensaures Ammoniak, dampft das Filtrat zur Trockne, verjagt die Ammoniaksalze, und lässt die filtrirte und concentrirte Lösung langsam verdunsten, aus welcher sich dann Chlornatriumwürfelchen ausscheiden; natürlich darf das Gestein keine anderen zersetzbaren natriumreichen Silicate, wie Haüyn, Sodalith, so beschaffenes Glas enthalten.

Die Erzeugung von Ätzfiguren, jenen mikroskopisch kleinen Vertiefungen, welche durch den Angriff von lösend oder corrodirend wirkenden Mitteln auf die Krystallflächen entstehen, auch an den Gemengtheilen der Dünnschliffe vorzunehmen, um durch Sichtbarmachung latent gewesener Cohäsionsverhältnisse krystallographische Schlussfolgerungen zu ziehen, dies stösst vor allem deshalb auf Schwierigkeiten, weil die Ätzfiguren in ihrer Gestalt abhängig sind von dem krystallographischen Werth der Fläche, auf welcher sie entstehen, in den Dünnschliffen aber, wo die Individuen von den verschiedensten Schnittrichtungen getroffen vorliegen, die Beziehung der zu untersuchenden Oberfläche zu dem Krystall meistens nicht mit genügender Sicherheit bekannt ist. Dazu kommt, dass überhaupt noch wenig darüber festgestellt ist, in wie fern angeschliffene, ihrer Orientirung nach bekannte Flächen sich in dieser Hinsicht analog verhalten den natürlichen Krystallflächen und dass hinlänglich deutliche Ätzfiguren, wie es scheint, nur auf glatt polirten Schliffflächen zu erzielen sind. — Als Ätzmittel, dessen Wahl sich nach der zu behandelnden Substanz richtet, dient Essigsäure, Salzsäure, Schwefelsäure, Fluorwasserstoffsäure, Kieselfluorwasserstoffsäure, auch kaustisches Alkali: diese Substanzen werden je nach den Umständen bald in gewöhnlicher Temperatur, bald in erhöhter angewendet, die Einwirkung derselben darf aber nicht zu rasch sein, wenn Ätzfiguren entstehen sollen, welche ihre Form und Symmetrie einigermassen deutlich erkennen lassen. Zu berücksichtigen ist ferner, dass an den Mineraldurchschnitten durch jene Agentien Neubildungsproducte auftreten oder Substanzen (z. B. Kieselsäure) sich ausscheiden können, welche die Ätzfiguren theilweise oder gänzlich verdecken, und daher zur sicheren Wahrnehmung der letzteren entfernt werden müssen. Sind die Neubildungsproducte z. B. Kieselfluoride oder Chloride, so gelingt ihre Entfernung von der Oberfläche des Dünnschliffs durch dessen wiederholtes Auskochen mit Wasser, wobei auch etwa ausgeschiedene Kieselsäure mechanisch weggespült zu werden pflegt. Neugebildete Fluoride der alkalischen Erden, welche im Wasser fast unlöslich sind, können mit Schwefelsäure zerlegt und dann mit Wasser ausgezogen werden; in diesem Falle muss jedoch berücksichtigt werden, dass die Einwirkung der Schwefelsäure vielfach wieder eine weitere Ätzung zur Folge hat. — Um nicht Gefahr zu laufen, die gebildeten zarten Ätzfiguren vielleicht ganz zu übersehen, wird die wohlgereinigte Oberfläche des Dünnschliffs, auf welche scharf eingestellt werden muss, in ganz schwach lichtbrechenden Medien, z. B. Wasser (nicht in Canadabalsam) untersucht; zweckmässig legt man auch ein Deckgläschen direct auf und verkittet dessen Ränder mit dem Objectträger. Knop rieb, zur besseren Sichtbarmachung der Vertiefungen, die Oberfläche mit staubfeinem schwarzem Kupferoxyd auf Fliesspapier trocken ein und reinigte nachher wieder auf reinem

Fliesspapier, so dass nur die in die Vertiefungen eingeriebenen Stäubchen des Pigments verblieben (N. Jahrb. f. Min. 1872. 791).

Die Hervorbringung von Ätzfiguren ist wohl geeignet, die auf optischem Wege vermittelte Erkennung von Zwillingsverwachsungen zu unterstützen; ferner kann sie auch Nutzen leisten, wo bei ganz unregelmässig contourirten Blättchen von Glimmern, Chlorit, Ottrelith, Chloritoid u. s. w. die Lage der optischen Elasticitätsaxen zu den krystallographischen Richtungen festgestellt werden soll; ferner kann sie wohl mitwirken zur Unterscheidung von sonst in ihrem äusseren Ansehen sehr ähnlichen Mineralien, wie z. B. von Quarz und Cordierit, von Magnetit und Titaneisen (Cohen gibt an, dass zuweilen am Magnetit der Dünnschliffe bei der Behandlung mit Salzsäure deutliche Ätzfiguren erhalten werden, indem sich kleine Felder vollständig lösen und ein aus dünnen Leisten bestehendes Netz übrig bleibt).

Ferner mögen auch noch gewisse zur Diagnose verwerthbare Erscheinungen hervorgehoben werden, welche beim Glühen der Dünnschliffe eintreten. Die letzteren werden dabei gänzlich vom Objectträger entfernt, und nachdem sie durch Waschen mit Äther oder Spiritus vollkommen vom Canadabalsam befreit sind, auf einem dünnen Platinblech in die Flamme gebracht.

Durch starkes Glühen des Dünnschliffs werden die meisten darin vorkommenden wasserhaltigen Mineralien trübe. Die farblosen, wie z. B. die Zeolithe, Brucit, werden dabei einfach blos trübe, bei den farbigen tritt gewöhnlich auch noch eine Veränderung der Farbe ein, wie denn chloritische Substanzen bei hinlänglichem Glühen nebenbei rostbraun bis schwarz zu werden pflegen. — Im Gegensatz zum unverändert bleibenden Nephelin wird der Cancrinit durch Glühen trübe, augenscheinlich durch Verlust der Kohlensäure (Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 371. Ref.). — Starkes Glühen kann auch wohl Spaltungsrisse hervorbringen da, wo sie vorher fehlten, und diese Sprünge vermögen vielleicht zur Diagnose des betreffenden Minerals beizutragen.

Fein vertheilte Partikelchen kohliger Substanzen, welche so oft die Gesteinsdünnschliffe undurchsichtig machen, werden durch starkes Glühen leichter oder schwerer entfernt, und können dadurch von opaken Erztheilchen unterschieden werden. Vielfach sind beide sehr innig mit einander gemengt. Um die relativen Mengen von kohligen Partikelchen und Eisenerzen richtig abzuschätzen oder für eine genaue Untersuchung hinreichend klare Präparate zu erzielen, empfiehlt es sich nach der Angabe von Cohen, das Dünnschliffblättchen erst mit Salzsäure zu digeriren, dann zu glühen, und schliesslich noch einmal mit Salzsäure zu digeriren, da die kohligen Substanzen nach dem Glühen meist Häutchen von Eisenoxyd hinterlassen, oder Erztheilchen so umschlossen halten konnten, dass dieselben bei der ersten Behandlung mit Salzsäure verschont blieben. Die dann noch z. B. in den krystallinischen Schiefern übrig bleibenden opaken Körnchen und Kryställchen mit matter Oberfläche bestehen, wie es scheint aus etwas verändertem Eisenkies, welcher nicht durch Salzsäure, sondern durch Salpetersäure entfernt wird. Graphithaltige Dünnschliffe bleiben beim Glühen auf der gewöhn-

lichen Bunsen'schen Lampe meistens ganz unverändert; erst nach anhaltendem Glühen vor dem Gebläse können sie zur Entfärbung gebracht werden. Wendet man aber statt des Dünnschliffs Gesteinspulver an, so lässt sich zufolge Cohen der Graphit schon über der einfachen Gasflamme verbrennen (Geogn. Beschr. d. Umgeg. v. Heidelberg 1879. 30).

Bituminöse Substanzen mag man versuchen mit Äther und dem Soxhlet'schen Extractionsapparat auszuziehen, bei welchem man mit einer relativ geringen Flüssigkeitsmenge beliebig lange operiren kann (S. 111).

Eisenoxydulhaltige Silicate, welche bei grosser Dünne fast farblos aussehen, oder nur ganz schwach gefärbt sind, werden durch starkes oxydirendes Glühen roth bis rothbraun gefärbt, indem entweder Eisenoxydsilicat gebildet oder äusserst fein vertheiltes Eisenoxyd ausgeschieden wird. Dass dies bei dem Olivin eintritt, hat zuerst C. W. C. Fuchs (N. Jahrb. f. Min. 1869. 577) gezeigt. Auch fast farblose oder sehr hell gefärbte Pyroxene oder Amphibole verhalten sich so, weshalb die Reaction doch wohl nicht in der Weise, wie es von Gümbel (Paläolith. Gest. d. Fichtelgeb. 1874. 3) empfohlen wurde, zur Unterscheidung kleiner Olivin- und Augitkörner verwendbar ist. Auch Chlorite und Epidote färben sich intensiv gelblich bis braun. Wirklich farblose, eisenoxydulfreie Mineralien, wie z. B. der Quarz können natürlich die Reaction überhaupt nicht geben, sie bleiben auch nach dem stärksten Glühen farblos oder werden weiss und weniger pellucid; ebenso verhalten sich die reinen Feldspathe.

Mit diesem Auftreten einer intensiven homogenen Färbung erlangen die Schnitte mancher eisenoxydul- (und mangan-) haltiger Mineralien ausserdem die Eigenthümlichkeit, einen mehr oder weniger starken Pleochroismus zu zeigen, welcher vor dem Glühen bei ihrer schwachen Färbung entweder gar nicht oder kaum bemerkbar war. Bei der Beobachtung dieses Vorgangs ist es zweckmässig, das Glühen schon nach ca. $1\frac{1}{2}$ Minuten einmal zu unterbrechen und auf etwa entstandenen Pleochroismus zu prüfen, indem durch zu langes Glühen manche Mineralien so dunkel werden, dass sie ihre Pellucidität überhaupt einbüssen. Stärker pleochroitisch werden so z. B. Olivine, Bronzite, blasse Amphibole und Augite, Epidot, Cordierit (ganz blasse Cordierite mit kaum wahrnehmbarem Pleochroismus können oft von dem so ähnlichen Quarz auf diese Weise wohl unterschieden werden; den Pleochroismus beim Cordierit ruft am besten schwaches, aber lang anhaltendes Glühen hervor, bei lange fortgesetztem kräftigem Glühen verschwindet er wohl wieder und der Schliff erhält eine, freilich auch ganz charakteristische Bräunung, welche wahrscheinlich davon herrührt, dass er von als solche kaum erkennbaren minimalen zersetzten Partikelchen erfüllt ist, welche dann ihren Eisengehalt ausscheiden).

Die Glieder der Haüyngruppe werden nach H. Vogelsang durch Glühen schön blau (oder grünlich) gefärbt, wenn sie diese Färbung vorher nicht besassen (Über die natürlichen Ultramarinverbindungen, Amsterdam 1873. 32). — A. Knop erzeugte die Blaufärbung des Haüyns, der dadurch bis in die kleinsten Partikelchen verfolgt werden kann, indem er den Dünnschliff in einen Platin-

tiegel brachte, dessen Boden mit Schwefelblumen (etwa eine gute Messerspitze davon) bedeckt war, wenige Minuten glühte, wobei der Schwefeldampf das Innere des Tiegels erfüllt, und letzteren dann noch bedeckt erhielt (N. Jahrb. f. Min. 1875. 76). Schon früher hatte Dressel dargethan, dass in Noseanbomben, mit Schwefel oder mit brennenden Steinkohlen erhitzt, eine blaue (auch blaugrüne nd grüne) Färbung der ursprünglich farblosen Mineraltheile eintrat (ebendas. 1870. 565).

Bořicky hob zuerst hervor, dass die bekannten Reactionen auf Thonerde und Magnesia durch Glühen der mit Kobaltsolution behandelten Probe auf Kohle, auch bei Untersuchung der farblosen eisenfreien Gemengtheile in Dünnschliffen angewandt werden kann. Der Dünnschliff wird dabei auf einem Platinblech, mit verdünnter Kobaltsolution mehrmals befeuchtet, sehr stark, zweckmässig unter einem Platindeckel vor dem Gebläse geglüht; oft ist zur Erzielung eines guten Resultats die Operation mehrfach zu wiederholen. Der dabei etwa dunkel oder gar impellucid gewordene Dünnschliff erlangt durch Auskochen mit Wasser oder stark verdünnter Salpetersäure die Pelluciditat wieder. Die bewirkte Blaufärbung tritt im reflectirten Licht bedentend stärker als im durchfallenden auf, weil sich die Reaction gewöhnlich nur auf die Oberfläche des Gemengtheils erstreckt; um durch Rauhigkeit der Oberfläche die Wirkung zu unterstützen, gab Bořicky an, das Präparat vor dem Glühen mit Kobaltsolution einer Behandlung mit Fluorwasserstoffgas oder mit Chlorgas zu unterwerfen. Farblose Schüppchen des thonerdehaltigen Muscovits, Sericits, Paragonits können so z. B. von den ähnlich aussehenden des thonerdefreien Talks unterschieden werden.

Namentlich von Lemberg stammt eine Anzahl von Methoden, zur Erkennung und gegenseitigen Unterscheidung von Mineralien auf deren Oberfläche Reactionsproducte zu erzielen. Um in einem Gemenge von Brucit und Carbonaten beide Mineralien zu unterscheiden, erhitzte er das Präparat auf einem Platinblech bis zum Wasserverlust des Brucits und behandelte es nach dem Abkühlen mit einer Lösung von Silbernitrat; die Brucittheile färben sich alsdann in Folge der von ihnen bewirkten Ausfällung von Silberoxyd bräunlich bis schwarz, die Carbonate bleiben unverändert (Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 226). Vgl. auch das bei Sodalith angeführte Verfahren, auf den Körnern das Chlor zunächst als Chlorsilber niederzuschlagen und dieses alsdann zu Silber zu reduciren.

Zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit schlug Lemberg ferner vor, beide Mineralien folgeweise mit Fe_2Cl_6 und $(NH_4)_2S$ zu behandeln; aus ersterer Lösung scheidet der Calcit schon binnen einer Minute an seiner Oberfläche Eisenhydroxyd als blassbraunen Überzug ab; wird dann rasch abgewaschen und Schwefelammoniumlösung hinzugefügt, so verwandelt sich dieses Eisenhydroxyd in schwarzes Schwefeleisen; binnen derselben Zeit wird durch die beiden Lösungen der Dolomit, welcher die erstere viel langsamer zerlegt, durch die Schicht von FeS nur blassgrün im auffallenden Licht und bleibt im durchfallenden farblos. Letzteres erfolgt auch bei dem Brucit (Z. geol. Ges. XXXIX. 1887. 489). Später ersetzte Lemberg dieses Verfahren durch ein anderes, welches darauf beruht,

dass aus Aluminiumsalzlösungen durch Calcit in der Kälte Thonerdehydrat rasch und vollständig gefällt wird, während dies durch Dolomit sehr viel langsamer erfolgt, und dass ferner diese Thonerde bei Gegenwart eines Farbstoffs sich mit diesem zu einer in Wasser unlöslichen Masse verbindet; er löste 4 Theile trocknes Chloraluminium in 60 Theilen Wasser, gab 6 Theile Blauholz (Haematoxylon campechianum) hinzu, kochte 25 Minuten lang unter Umrühren und Ersatz des verdampften Wassers und filtrirte die tief violette Lösung. Calcit, 5—10 Minuten mit solcher Lösung behandelt, erschien nach dem vorsichtigen Abspülen derselben mit Wasser violett gefärbt, während auf Dolomit sich keine oder fast keine Haematoxylin-Thonerde abgelagert hatte (ebendas. XL. 1888. 357). — Ein weiteres von G. Linck angegebenes Verfahren, die von Magnesium freien oder daran armen Calcite von den magnesiumreicheren Calciten oder Dolomiten zu unterscheiden, besteht in der Anwendung einer Lösung von phosphorsaurem Ammonium in verdünnter Essigsäure; beträgt der Gehalt des Carbonats an kohlensaurer Magnesia auch nur 10—15 %, so überzieht sich dasselbe unter der Einwirkung jener Lösung rasch mit einer Haut von phosphorsaurer Ammoniakmagnesia, welche dann die weitere Einwirkung verhindert; reiner Calcit löst sich in nicht allzulanger Zeit vollständig auf. — Vgl. über weitere Unterscheidungen dieser Art (Sodalith, Haüyn, Skapolith, Zeolithe) Lemberg in Z. geol. Ges. XLII. 1890. 737.

Mikrochemische Reactionen auf Elemente.

Wenn auch schon seit längerer Zeit einzelne durch die Stetigkeit ihrer Krystallformen ausgezeichnete Verbindungen, wie das Natriumplatinchlorid, das Kaliumbitartarat u. s. w. in der chemischen Praxis zum Nachweise oder zur Controle gewisser Stoffe bei analytischen Fragen dienten, so fand doch erst seit anderthalb Jahrzehnt der Gedanke, die Gegenwart gewisser Elemente durch charakteristisch krystallisirte, als Reactionsproducte erhaltene Verbindungen derselben unter dem Mikroskop nachzuweisen, grössere Beachtung, so dass er für petrographische Untersuchungen weiter entwickelt werden konnte.

Für die bis heute nach solcher Richtung ausgebauten Methoden muss, abgesehen von kleineren Einzelmittheilungen, namentlich auf folgende grössere Schriften verwiesen werden (der Nachweis von Stoffen, welche in petrographischer Hinsicht keine Rolle spielen, ist dabei nicht in Betracht gezogen):

E. Bořicky, Elemente einer neuen, chemisch-mikroskopischen Mineral- und Gesteinsanalyse (Archiv d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen III. 5). Prag 1877. Vgl. auch noch N. Jahrb. f. Miner. 1879. 564.

Behrens, Mikrochemische Methoden zur Mineralanalyse (Verslagen en Mededeel. Kon. Akad. v. Wetensch., Natuurkunde 2. XVII). Amsterdam 1881. — Essai d'une méthode d'analyse qualitative microchimique (Annales de l'école polytechnique de Delft. VI. 1890. 82).

Streng, Über einige mikroskopisch-chemische Reactionen, N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 21;

vgl. auch ebenda 1886. I. 49; 1888. II. 142. Ferner: Anleitung zum Bestimmen der Mineralien. Giessen 1890. 63—97.

K. Haushofer, Mikrochemische Reactionen, Braunschweig 1885. — Sitzgsber. Münch. Akad. 1884. 590; 1885. 206 und 403; 1886. 70; auch Leitfaden f. d. Mineralbestimmung, Braunschweig 1892.

Klement und Renard, Réactions microchimiques à cristaux et leur application en analyse qualitative. Bruxelles 1886.

An eine u. d. M. auszuführende Reaction wird man folgende Anforderungen stellen müssen, wenn sie geeignet sein soll, irgend eine Substanz unzweifelhaft zu bestimmen: Die Reaction muss für eine bestimmte Substanz ganz allein gültig sein, sie muss mit Sicherheit wahrgenommen und diagnosticirt werden können, d. h. die durch Einwirkung des Reagens entstehenden Krystalle müssen als solche leicht und sicher erkannt werden (Aggregationsformen, dendritische Bildungen, Skelet- und Zerrgestalten sind nur in gewissen Fällen charakteristisch, vielfach aber ganz verschiedenartigen Verbindungen gemeinsam[1]). Sodann muss die Reaction empfindlich sein, selbst da zum Vorschein kommen, wo nur ganz kleine Mengen einer Substanz nachgewiesen werden sollen. Hier kommt es weniger darauf an, möglichst unlösliche Reactionsproducte zu erzeugen, welche vielfach unkrystallinisch oder ausserordentlich mikrokrystallinisch ausfallen, sondern vielmehr, dass sich schwerlösliche Verbindungen bilden, deren Abscheidung durch Erwärmen verzögert werden kann, so dass sie Zeit haben, sich schön krystallisirt abzuscheiden. — Als Objecte der mikrochemischen Untersuchung dienen am besten Partikelchen isolirten Pulvers; am Dünnschliff selbst werden die Reactionen wohl nur dann vorgenommen werden, wenn eine Isolirung der Substanz sonst nicht möglich ist; muss so der Dünnschliff selbst benutzt werden, so sollte das S. 116 angegebene Verfahren eingeschlagen werden, die Reaction blos an einer bestimmten homogenen Stelle erfolgen zu lassen.

Die zunächst vorliegende Aufgabe, das zu prüfende Material in Lösung zu bringen, erfolgt bei den Nicht-Silicaten, z. B. Carbonaten, vielen Erzen, nach den bekannten Methoden. Um die insbesondere einen Gegenstand dieser Untersuchungen abgebenden Silicate fähig zu machen, die in ihnen enthaltenen Substanzen zur Erzeugung von krystallisirten Reactionsproducten abzugeben, bedient man sich namentlich folgender Methoden:

1) der zu prüfende Partikel wird mit Kieselfluorwasserstoffsäure behandelt: mit den gelösten Bestandtheilen bilden sich alsdann krystallisirte Fluorsiliciumverbindungen (Verfahren von Bořicky);

2) man zersetzt den Partikel mit Flusssäure und führt die gebildeten Fluoride durch Schwefelsäure in Sulfate über, vermittels deren krystallisirte Reactionsproducte erhalten werden (Verfahren von Behrens). — Auch können Reactionen vorgenommen werden mit den Chloriden, in welche die Basen der Silicate übergeführt wurden (Streng).

3) Die Probe wird zum Zweck des Aufschliessens in der Schlinge eines Platindrahts oder einem Platintiegelchen mit anderen Substanzen zu-

sammengeschmolzen, je nach der Natur des Minerals mit Soda, Phosphorsalz, Fluorkalium, saurem schwefelsaurem Kali, salpetersaurem Kali u. s. w., die entstandene Schmelze nach Maassgabe ihrer Beschaffenheit mit Wasser oder Schwefelsäure u. s. w. aufgelöst oder ausgelaugt und darauf in der Lösung ein krystallisirtes Reactionsproduct erzeugt.

Selbstverständlich dient es zur Sicherung des Resultates, wenn mit verschiedenen Theilen einer und derselben Lösung abweichende Reactionen vorgenommen werden, die alle auf das Dasein desselben Stoffs geleiten.

Die Methode von Bořicky gründet sich auf die Eigenschaft der Kieselfluorwasserstoffsäure, beim Verdunsten Fluorwasserstoff zu entwickeln und dadurch Silicate, selbst ohne Anwendung der Wärme sehr energisch zu zersetzen. Kalium, Natrium, Lithium, die Metalle der alkalischen Erden, sowie Eisen und Mangan bilden dabei krystallisirbare Fluorsiliciumsalze, welche durch ihre Formen unterschieden werden. Es wird dabei in folgender Weise verfahren: Ein Objectträger wird mit einer dünnen und ebenen Haut von gehärtetem aber nicht rissigem Canadabalsam überzogen (hat der Canadabalsam nach zu starker Erhitzung Risse erhalten, so kann die Kieselflusssäure durch dieselben das Glas angreifen); darauf legt man ein oder wenige Stückchen der Mineralprobe von der Grösse eines Mohnkorns oder Stecknadelkopfs und lässt sie durch eine ganz schwache Erwärmung an der Balsamschicht haften. Bedeckt werden sie (vermittels eines Kautschukstäbchens) mit einem nicht auseinanderfliessenden Tropfen reiner, mindestens über 10 proc. Kieselfluorwasserstoffsäure; letztere darf selbst keinen Rückstand von Kieselfluoridkryställchen lassen, daher nicht in Glasgefässen erzeugt oder aufbewahrt worden sein; entweder muss man die käufliche Kieselflusssäure durch Destillation reinigen oder besser sie durch Einleiten des aus Fluorbaryum, Schwefelsäure und reinem Quarzpulver in der Bleiretorte bereiteten Fluorsiliciums in eine mit Wasser gefüllte Platinschale selbst darstellen; aufbewahrt wird sie in einem Platinfläschchen (minder gut in einer Kautschukflasche). Dem Kieselflusssäuretropfen kann man durch Umsäumung mit einem Balsamring eine grössere Höhe geben. Hin und wieder mag ein schwaches Erwärmen die Einwirkung erleichtern. Alsdann wird das Object an einer vor Staub geschützten horizontalen Stelle zum Eintrocknen des Tropfens intact und in voller Ruhe liegen gelassen, am besten in einer Temperatur zwischen 22° und 25°. Damit die sich dann bildenden Krystallisationen durch ihre relativen Mengen auch eine annähernd richtige Vorstellung von dem Quantitätsverhältniss der in der Probe vorhandenen Stoffe gewähren, ist es wünschenswerth, dass die Probe möglichst vollständig aufgelöst worden war. Sollten die beim unmittelbaren Eintrocknen entstehenden Kieselfluoride der ein- und zweiwerthigen Metalle bei der mikroskopischen Untersuchung als unvollkommen krystallisirt befunden werden, so löst man den Rückstand in einem Tropfen destillirten Wassers oder stark verdünnter Kieselflusssäure und bringt diese Lösung mit einem Haarröhrchen auf einem reinen Objectträger zur langsamen Verdunstung und Umkrystallisation. Wurde das Mineral selbst von starker Kieselflusssäure nur wenig angegriffen, so lassen sich auch nur die am leichtesten in

Lösnng gehenden Stoffe nachweisen und es muss dann die Probe abermals mit der Säure behandelt werden. Zweckmässig ist es in diesem Falle, wenn man das Mineralkörnchen überhaupt zuerst in einem Platinschälchen mit Flusssäure behandelt, dann erst Kieselflusssäure zusetzt, zum Trocknen eindampft und von der wässerigen Lösung des Verdampfungsrückstandes einen Tropfen zur Verdunstung auf einen Objectträger bringt. — Die anfängliche Einwirkung auf die Probe kann anstatt auf dem mit der Canadabalsamschicht überzogenen Objectträger auch auf einem durchsichtigen Schwerspathplättchen vorgenommen werden.

Von Goller wurde darauf aufmerksam gemacht, dass das Mengenverhältniss der bei einem ersten Versuch erhaltenen Kieselfluorverbinduugen der Alkalien der wirklich vorhandenen Menge der Alkalien nicht ganz entspricht; aus der kieselflusssauren Lösung krystallisirt nämlich Na_2SiFl_6 weit leichter als das entsprechende Kaliumsalz und daher verschwindet letzteres, bei geringer Gegenwart von Kali, oft ganz vor jenem Natriumsalz. Wird durch Lösung in Wasser umkrystallisirt, so liefert das Natriumsalz keine ausgeprägten Krystallformen, während das in Wasser schwerer lösliche K_2SiFl_6 in kleinen Würfeln deutlich hervortritt (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VI. 1889. 512).

Diese Methode von Bořicky, welche weder Gefässe noch Filtrationen verlangt, und im Wesentlichen auf der Anwendung eines einzigen Reagens beruht, ist durch ihre Einfachheit ausgezeichnet; für den Nachweis von Kalium und Natrium gibt sie vorzügliche, für die Erkennung des Calciums meist gute Resultate; minder zuverlässig sind die Krystallbildungen für die Unterscheidung von Calcium und Strontium, sowie für den Nachweis von Lithium, Magnesium, Eisen und Mangan, für welchen dann andere Reactionen herbeigezogen werden müssen. Ein fernerer Übelstand liegt in der Beschaffenheit der bei der Behandlung von Silicaten sich bildenden Aluminiumdoppelfluoride, indem dieselben nicht deutlich krystallisiren, sondern nur als krystallinische weisse Krusten fest werden, welche zudem die Beobachtung der anderen normalen Krystallbildungen oft erschweren.

Bei dem Verfahren von Behrens werden ebenfalls isolirte Mineralpartikelchen untersucht, welche aus grobkrystallinischem Gestein durch Ausklauben gewonnen oder bei feinkrystallinischem aus dem Dünnschliff desselben u. d. M. mit einer starken Präparirnadel herausgelöst oder durch eine Scheideflüssigkeit erhalten worden sind. Das Fragmentchen muss mindestens 0,1 mg schwer sein, entsprechend einem Durchmesser von ca. 0,3 mm. Diese Probe wird, behufs schneller und vollständiger Aufschliessung, im Achatmörser unter einem Stückchen feinen Filtrirpapiers (zur Verlustvermeidung) fein gepulvert. Die Aufschliessung des Pulvers wird in einem halbkugeligen Platinschälchen von 1 cm Durchmesser vorgenommen, mit rauchender ganz reiner destillirter Flusssäure (für 0,5 mg Substanz 2—3 cg Säure), oder mit Fluorammonium und starker Salzsäure. Unter Umrühren mit einem Platindraht dampft man auf dem Wasserbad zur Trockne ab, fügt, wenn nöthig, noch einmal Flusssäure zu und wiederholt das Abdampfen. Die trockne Masse von Fluoriden wird nunmehr mit so viel verdünnter Schwefelsäure abgedampft, dass weisse Dämpfe von Schwefelsäure in reichlicher Menge entweichen,

damit thatsächlich alles Fluorsilicium verjagt ist und alle Fluoride in Sulfate verwandelt werden. Die Schwefelsäure darf aber nicht bis auf die letzte Spur verdampft werden, weil sonst bei Gegenwart von Thonerde und Eisen schwerlösliche basische Salze entstehen; ein kleiner Überschuss von Schwefelsäure ist der Lösung in Wasser und der Krystallbildung in manchen Fällen sehr förderlich und verhütet ausserdem das lästige Eintrocknen flacher Tropfen während der mikroskopischen Beobachtung (man setzt daher nöthigenfalls vor der Behandlung mit Wasser noch ein Tröpfchen Schwefelsäure hinzu und erwärmt wieder bis zum Rauchen). Sodann wird die aufgeschlossene Masse in viel Wasser gelöst, das Platinschälchen etwa bis zur Hälfte mit Wasser gefüllt und der Inhalt unter gelindem Erwärmen soweit verdampft, dass man von 0,1 mg. Substanz 1 cg Lösung erhält, in welcher sich also die in der Probe vorhanden gewesenen Basen als Sulfate befinden. Von dieser Lösung werden vermittels einer Capillarpipette kleine Tröpfchen auf Objectgläser gebracht und sodann die durch directen Zusatz von Reagentien entstehenden mikroskopischen Krystallisationen beobachtet.

Ist es erwünscht, die basischen Bestandtheile als Chloride in Lösung zu bekommen, so dampft man zu diesem Zweck den Rückstand nach der Behandlung mit Flusssäure mehrmals mit concentrirter Salzsäure ab.

Die vollkommensten Krystallisationen finden sich gewöhnlich in der Grenzzone der beiden sich berührenden Flüssigkeiten oder am Rande der Flüssigkeit ausserhalb der Hauptmasse des Niederschlags. Anfangs sich bildende oft undeutliche Krystalle kann man dadurch theilweise wieder in Lösung überführen, dass man mit einem spitzen Platindraht die Lösung aus dem inneren Theile des Tropfens über den Rand hinwegführt; dadurch entstehen oft in der Nähe desselben die deutlichsten Krystalle. — Bei sehr schwer löslichen Stoffen entstehen bisweilen blos dann Krystalle, wenn das Reagens und die zu prüfende Lösung sich nur sehr langsam vermischen; zu diesem Behuf bringt man die beiden Tröpfchen derselben weit von einander entfernt auf den Objectträger, setzt einen grösseren Wassertropfen zwischen beide, und verbindet nun jeden der beiden Tropfen mit zwei gegenüberliegenden Punkten des Wassertropfens. Eine ähnliche Diffusion lässt sich auch bewirken, wenn die beiden Tropfen durch einen feuchten Leinenfaden oder ein Stückchen Glasfaden mit einander verbunden werden.

Sollte wegen einer nicht vollständig eingetretenen Zersetzung oder einer Abscheidung von Kieselsäure eine Filtration kaum zu vermeiden sein, so kann dieselbe ohne Anwendung eines Trichters vorgenommen werden, indem das befeuchtete Filter (etwa von dem Durchmesser von 3 cm) in einen passenden Ring von Platindraht gelegt wird, der sich an einem kleinen Ständer vertical und horizontal verschieben lässt. Das Filtrat wird von einem Uhrglas aufgenommen, welches so gestellt ist, dass die Spitze des Filters gerade den inneren Rand des Uhrglases berührt. Um bei der Filtration die Substanzverluste auf ein geringes Maass zu beschränken, wird die Lösung vorher reichlich verdünnt; durch nachfolgendes Abdampfen (wenn immer thunlich in Platingefässen) wird der nöthige Concentrationsgrad leicht wieder gewonnen. — Wenn es sich darum handelt,

den Rückstand ohne Verlust zu erhalten oder eine Lösung von einem darin befindlichen Niederschlage zu befreien, so legt man ein befeuchtetes Streifchen Filtrirpapier mit dem einen Ende in ein flaches Uhrglas, in welchem sich die abzufiltrirende Flüssigkeit befindet, während das andere gerade abwärts gebogene (und etwas zugespitzte) Ende in ein darunter stehendes Uhrglas reicht; das Papierstreifchen dient dann für die Flüssigkeit als Heber, ungelöste Theile bleiben auf dem oberen Uhrglas (Streng, N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 49). Bringt man in geringer Entfernung über dem ersten oberen Uhrglas noch ein drittes mit destillirtem Wasser an, und verbindet dasselbe in gleicher Weise mit dem Rückstande durch ein Papierstreifchen, so lässt sich sogar ein selbstthätiges Auswaschen des Rückstandes bewerkstelligen. — Für die Erhitzung oder Abdampfung einer auf dem Objectträger befindlichen Lösung empfiehlt Streng ein einfaches Wasserbad, welches sich dadurch herstellen lässt, dass eine mit Wasser gefüllte Porzellanschale mit einer Glasscheibe bedeckt wird, welche nur wenig über den Rand der Schale hervorsteht. Das Objectglas wird auf die Glasplatte gelegt und das Wasser zum Sieden erhitzt. Soll das Objectglas Temperaturen unter der Siedehitze des Wassers ausgesetzt werden, so schiebt man zwischen dasselbe und die Glasplatte Scheiben von Pappe oder setzt auf die Glasplatte eine kleine nach oben ihren Boden wendende Pappschachtel, auf welchen das Objectglas zu liegen kommt.

Um etwas grössere Tropfen eines Reagens zu erhalten, bedient man sich am besten spitzer dünner Glasstäbe, zur Anwendung ganz winziger Tröpfchen des von Behrens vorgeschlagenen Platindrahthäkchens, welches in eine Glasröhre eingeschmolzen ist; je langsamer das eingetauchte Häkchen aus der Flüssigkeit gezogen wird, desto kleiner ist das mitgeführte Tröpfchen.

Das Mikroskop muss natürlich möglichst vor der Einwirkung saurer Dämpfe behütet werden. Zur Schonung des Objectivs kann man mit Glycerin ein Muscovitblättchen daraufkleben, oder aus einem Deckgläschen und vier an den Enden angeklebten Korkfüsschen ein durchsichtiges Tischchen herstellen, welches auf den Objectträger über die zu prüfende Flüssigkeit gestellt wird; bei Anwesenheit von Flusssäure bestreicht man vorher das Gläschen mit einer sehr verdünnten Lösung von Canadabalsam in Äther.

Im Folgenden sind nun für diejenigen Stoffe, welche bei mikrochemisch-petrographischen Untersuchungen vorwiegend in Frage kommen, die am meisten charakteristischen und am besten zur Diagnose verwerthbaren Krystallisationen und Reactionen aufgeführt. Es kann natürlich weder die Absicht sein, sämmtliche der möglichen Reactionen aufzuzählen, noch auch seltenere Elemente hier in mikrochemischer Beziehung zu behandeln. Ausführlichere Angaben dieser Art finden sich den S. 125 f. genannten Schriften, auf welche daher hier um so mehr verwiesen werden muss, als die folgenden Zeilen nicht durch Abbildungen erläutert werden können. Übrigens sind auch hin und wieder Andeutungen gegeben über mikroskopische Reactionen auf trockenem Wege.

Kalium. In der nach Aufschliessung mit Flusssäure erhaltenen Chlorid- oder Sulfatlösung entstehen durch vorsichtigen Zusatz eines Tröpfchens von

Platinchlorid (hinzugefügt an einem in Glas eingeschmolzenen Häkchen von Platindraht) gelbe, scharf ausgebildete, stark lichtbrechende reguläre Kryställchen von Kaliumplatinchlorid K_2PtCl_6 (als O, ∞O∞, auch ∞O in Combination); aus concentrirten Lösungen erhält man wohl drei- und viergliedrige Krystallgruppen, auch oktaëdrische Skelette; in Chloridlösungen entstehen die Krystalle schneller und fallen sie kleiner aus als in Sulfatlösungen; grosser Überschuss von Schwefelsäure ist ihrer Bildung hinderlich; die Ausscheidung kann beschleunigt oder bei sehr geringer Menge hervorgerufen werden, wenn man das Objectglas kurze Zeit in eine Pappschachtel stellt, deren Boden mit Alkohol befeuchtet wurde (Behrens). — Bei der Behandlung mit Kieselflusssäure entstehen reguläre wasserhelle aber weniger stark lichtbrechende Kryställchen von Kieselfluorkalium K_2SiFl_6, unter denen der Würfel vorherrscht, auch O, ∞O, und Combinationen, daneben armleuchterähnliche Verwachsungen. Bei reichlicher Gegenwart von Kali scheinen nach dem Umkrystallisiren eher Rhombendodekaëder als Würfel zu entstehen. Bei Überschuss von Kieselflusssäure, Verdunsten derselben bei niederer (10° R.) Temperatur und Gegenwart von vorwiegendem Natron krystallisirt manchmal das Salz in grösseren anscheinend regelmässigen oder nach einer Mittelkante säulenähnlich verlängerten sechsseitigen Pyramiden aus, welche in heissem Wasser gelöst und wieder zum Auskrystallisiren gebracht, die normalen Formen liefern.

Natrium. Aus der kieselflusssauren Lösung bilden sich beim Eintrocknen hexagonale farblose Kryställchen von Kieselfluornatrium, Na_2SiFl_6 (die Combinationen ∞P.0P oder ∞P.P, mit stumpfer Pyramide), welche bald auf der Prismenfläche, bald auf der Basis liegen, sehr schwach doppeltbrechend und optisch negativ sind. Die Kryställchen fallen um so länger aus, je mehr Kalk die Lösung enthält; unvollkommene Krystalle sind fassähnlich; in Wasser sehr leicht löslich; beim Umkrystallisiren entstehen häufig keine ausgeprägten Krystallformen. Nach Behrens kann man anstatt der Kieselfluorwasserstoffsäure auch Kieselfluorammonium als Reagens wählen, wobei die dickeren Individuen des gebildeten Natriumsalzes eine sehr charakteristische schwach rosenrothe Färbung gewinnen. — Als anderes empfindliches Reagens auf gelöste Natriumsalze schlug Streng (N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 34, auch 1886. I. 56 und 1888. II. 142) das essigsaure Uranyl vor; letzteres muss nicht nur natürlich ganz natronfrei dargestellt gewesen sein, sondern darf auch nicht etwa aus dem Aufbewahrungsglase Natron aufgenommen haben. Um letzteres zu vermeiden, ist es zweckmässiger, anstatt einer Lösung von Uranylacetat das feste pulverisirte Salz anzuwenden, von welchem einige Körnchen gleichzeitig mit einem Tröpfchen Essigsäure der auf Natron zu untersuchenden Probe zugesetzt werden. Es entstehen alsdann zahlreiche sehr scharf ausgebildete, schwach gelbliche und völlig isotrope Tetraëder von essigsaurem Uranylnatrium, die während des Wachsens meist noch das Gegentetraëder und Rhombendodekaëder entwickeln; daneben krystallisirt essigsaures Uranyl in anisotropen, stark dichroitischen, bei gewissen Stellungen etwas deutlicher gelb gefärbten Individuen. Da das essigsaure Uranyl-

natrium nur 6,6 % Natrium enthält, so bildet es für die Gegenwart auch sehr geringer Natronmengen ein sehr empfindliches Reagens. Die Reaction erscheint nicht bei Gegenwart von Platinchlorid. Wendet man essigsaures Uranyl-Magnesium als Reagens an, dann entstehen bei Anwesenheit kleinster Spuren von Natrium rhomboëdrische Kryställchen von $NaC_2H_3O_2 . UO_2C_4H_6O_4 + MgC_4H_6O_4 . 2UO_2C_4H_6O_4 + 9H_2O$, gewöhnlich eine Combination von 0R, R, —2R, $\frac{8}{3}$P2, welche bei Zurücktreten von — 2R täuschend ähnlich einem regulären Ikosaëder, bei demjenigen von 0R sehr ähnlich einem Ikositetraëder mit Oktaëder aussehen; dieses Salz bildet aber auch einfache Rhomboëder oder hexagonale Täfelchen (Streng). — Behrens proponirte den Nachweis durch Diffusion vermittels eines Tröpfchens gesättigter Cerosulfatlösung; in dem Reagenstropfen entstehen desminähnliche Büschel von Cerosulfat und am Rande, bei grösserem Natriumgehalt im ganzen Tropfen, eine trübe, braune Zone des Natriumdoppelsalzes, welches bei ca. 600facher Vergrösserung aus winzigen weisslich durchscheinenden Körnchen besteht. Enthielt das Mineral zugleich Kalium, so bildet sich in der Mitte des Tropfens ausserdem eine gröbere körnige graue Zone des Kaliumdoppelsalzes, welches Kartoffelstärke-ähnliche Körnchen und Scheibchen darstellt. Die Erscheinungen werden deutlicher bei geringerem Alkaligehalt des untersuchten Minerals: es entstehen zugespitzte Prismen und spindelförmige Kryställchen des Natriumdoppelsalzes, sowie Knollen, auch versteckte Rhomben des Kaliumdoppelsalzes. Ein grosser Überschuss von Schwefelsäure, auch die Gegenwart von Phosphorsäure verhindert die Reaction; die beiden ersteren Proben verdienen vor dieser den Vorzug.

Lithium. Spuren von Lithium können bekanntlich durch spectralanalytische Untersuchung noch nachgewiesen werden. — Aus kieselflusssaurer Lösung scheiden sich beim Eintrocknen stumpfe monokline Krystalle von hexagonalem Habitus oder strahlige und concentrische Aggregate aus; doch ist das Kieselfluorlithium allzu leicht löslich, um ein bequemes und sicheres Erkennungsmittel für Lithium abgeben zu können. — Behrens empfahl die Hervorbringung des Lithioncarbonats, welches erst in 100 Theilen Wasser löslich ist, und aus der neutralen und nicht zu sehr verdünnten Lösung von Lithiumsulfat am besten durch Kaliumcarbonat abgeschieden wird; es bildet monokline Krystalle mit rechteckigem Querschnitt und lebhafter Polarisation (von Gyps auch durch die Löslichkeit in verdünnter Schwefelsäure zu unterscheiden), daneben auch schneeflockenähnliche Aggregate, der Anlage nach vierstrahlige Sterne und mehrfach zusammengesetzte Krystallrosetten. — Nach Haushofer geben neutrale Lösungen von Lithiumsalzen beim Erhitzen mit Natriumphosphat einen krystallisirten Niederschlag des in Wasser schwer löslichen Salzes $Li_3PO_4 + H_2O$, welcher in seinen Formen sehr constant und charakteristisch ist: vorherrschend kleine, an den Enden abgerundete, seltener gegabelte Prismen oder flache Krystallspindeln, welche parallel und rechtwinkelig zur Längsaxe auslöschen; gewöhnlich bilden sie kreuzförmige Durchwachsungszwillinge, welche durch weitere Aggregation zu mehrstrahligen Sternen und garbenförmigen Aggregaten werden.

Calcium lässt sich mikroskopisch nachweisen als Gyps, als Oxalat, als Carbonat und als Kieselfluorcalcium. Die empfindlichste und sicherste Reaction beruht auf der Bildung von Gyps, auch dadurch ausgezeichnet, dass sie durch die Gegenwart irgend eines anderen Stoffes nicht beeinträchtigt wird. — Bei dem nach dem Behrens'schen Verfahren erhaltenen Probetropfen scheiden sich, sofern er aus einem kalkhaltigen Mineral Calciumsulfat enthält, beim Verdunsten freiwillig Gypskryställchen aus, dünne Säulchen $\infty P . \infty \breve{P} \infty . -P$, meist auf $\infty \breve{P} \infty$ liegend, auch rosettenförmige Gruppen oder Garben. Am Rande des Tropfens zeigen sich oft grössere Kryställchen auch in den bekannten Schwalbenschwanzzwillingen. Mit dieser Reaction sind 0,0005 mg CaO nachweisbar. Bei geringerem Kalkgehalt oder zu langsamer Ausscheidung der Gypskryställchen stellt man das Objectglas mit dem Tropfen unter eine Pappschachtel, deren Boden mit Alkohol angefeuchtet wurde, die dann entstehenden Kryställchen sind aber kleiner und undeutlicher. War der Kalkgehalt des mit Flusssäure und Schwefelsäure aufgeschlossenen Silicats ein bedeutender, so geht übrigens nur ein Theil des Calciumsulfats in Lösung; sämmtliches löst sich ohne Rückstand nur bei geringem Kalkgehalt und einem Überschuss an verdünnter Schwefelsäure. — Aus sehr verdünnten neutralen oder ammoniakalischen Lösungen von Kalksalzen fällt kohlensaures Ammonium in der Kälte Calciumcarbonat, anfangs in sehr kleinen kugeligen und sphäroidischen Formen, später in sehr scharfen kleinen Rhomboëdern; aus sehr verdünnter heisser Lösung entstehen sogleich Rhomboëder, zahlreicher aber noch gegabelte oder verästelte, auch sternförmig verzweigte Gruppen von prismatischem Aragonit. Selbstverständlich hat die Reaction nur Bedeutung bei Abwesenheit von anderen durch Ammoniumcarbonat fällbaren Metalle. — Das nach dem Verfahren von Bořicky entstehende Kieselfluorcalcium $CaSiFl_6 + 2H_2O$ liefert monokline, aber nur sehr selten normal ausgebildete, dann als unregelmässig sechsseitige in die Länge gezogene Tafeln erscheinende Krystalle; in den meisten Fällen bildet das Salz aber beil- und messerähnliche Zerrformen mit etwas gewölbten Flächen, wetzstein- und meisselförmige Kryställchen, welche oft isolirt, oft aber zu sternförmigen Gruppen geordnet oder an langgestreckten Krystallen rechtwinkelig oder schief angesetzt sind. Diese grosse Variabilität der Formen macht die Reaction nicht eben charakteristisch, auch ist das Kieselfluorstrontium isomorph und ferner kann das Kieselfluorbaryum gestaltlich damit verwechselt werden.

Magnesium. Das charakteristischste Reactionsproduct sind die rhombisch-hemimorphen Krystalle des Magnesium-Ammoniumphosphats $NH_4MgPO_4 + 6H_2O$ (Struvit), welche aus neutralen salmiakhaltigen oder schwach ammoniakalischen Lösungen von Magnesiasalzen entweder durch Natriumphosphat oder durch phosphorsaures Ammonium-Natrium (Phosphorsalz) erzeugt werden. Das Körnchen von Phosphorsalz wird in ein dem Probetröpfchen benachbartes Wassertröpfchen gegeben, beide Tropfen diffundiren durch einen verbindenden Glasfaden (nach Behrens). Die Kryställchen bilden sargähnliche Formen mit zwei domatischen Flächenpaaren und der Basis und zeigen nicht selten an den

vier Seiten sowie auf der oberen Fläche symmetrische Einkerbungen. Ist die ammoniakalische Lösung noch ziemlich concentrirt, so entstehen zuerst schmetterlingsförmige und beiderseits gegabelte Skelettformen, sechsstrahlige gefiederte Sterne und büschelförmige Aggregate. Auch die beim Erwärmen entstehenden Wachsthumsformen sind sehr variabel. Eisen und Mangan, welche dem Magnesium durchaus ähnliche Verbindungen ergeben, können bei dieser Reaction keine Irrthümer veranlassen, wenn man zwischen dem Zusatz von Ammoniak und dem von Phosphorsalz einige Minuten Zeit gönnt für die Oxydation der genannten Metalle. — Fügt man zu einer neutralen Lösung eines Magnesiumsalzes eine Lösung von Kaliumpyroantimoniat, so bildet sich zuerst ein weisser flockiger Niederschlag, welcher nach einiger Zeit hexagonale Täfelchen oder rosettenartige Gruppirungen derselben erkennen lässt. — Das beim Eintrocknen der kieselflusssauren Lösung (Bořicky) sich ausscheidende Kieselfluormagnesium $MgSiFl_6 + 6H_2O$ erscheint in farblosen Rhomboëdern, deren Polecken durch 0R abgestumpft sind und in Combinationen von R.∞P2, oder R.∞P2.0R. Die Krystalle sind scharfkantig, optisch positiv, stark doppeltbrechend und polarisiren mit den grellen Farben der 2. Ordnung; auf der Basis liegend geben sie ein sehr deutliches Interferenzbild. Oft erscheinen auch nach einer Kante verzogene Rhomboëder, kreuzförmige, zapfenähnliche, federähnliche Gestalten; die Substanz ist in Wasser leicht löslich. Über die Unterscheidung von den ganz ähnlichen Kieselfluoriden des Eisens und Mangans siehe Eisen.

Baryum. Bei der Aufschliessung mit Flusssäure und Schwefelsäure verbleibt das Baryum in dem unlöslichen Rückstand. Wird dieser Rückstand durch kochende Schwefelsäure in Lösung gebracht, so scheiden sich beim Erkalten eines Tropfens der heissen klaren Lösung bald (lange vor der Auskrystallisirung von Gyps) sehr kleine gewöhnlich rechteckige Täfelchen, bisweilen etwas tonnenförmig gewölbt, sehr selten rhombisch-tafelförmige Krystalle von Baryumsulfat aus. Bei hohem Baryumgehalt bilden sich als Skelettformen der rectangulären Tafeln sehr charakteristische X-förmige Gestalten, welche einheitlich auslöschen und zwar nach den Halbirungslinien der einspringenden Winkel. — Wird jener unlösliche Rückstand anstatt mit siedender Schwefelsäure durch Schmelzen mit Alkalicarbonat aufgeschlossen und bis zum Ausbleiben einer Schwefelsäurereaction im Waschwasser ausgewaschen, darauf der Rückstand in Salzsäure oder Salpetersäure gelöst, so entstehen in der hinlänglich verdünnten Lösung bei langsamem Zusatz von neutralem chromsaurem Kali gelbliche Kryställchen von Baryumchromat, welches, ganz ähnlich wie das oben erwähnte Baryumsulfat jene X-förmigen Skelette, auch kleine beiderseits zugespitzte Nädelchen bildet. Bemerkenswerth ist, dass dabei Strontium nicht gefällt wird (Haushofer). — Wird die verdünnte Chlorbaryumlösung in der Wärme mit einem Tropfen Ferrocyankalium-Lösung versetzt, so scheiden sich beim Verdunsten hellgelbliche Rhomboëder von Ferrocyanbaryum-Kalium aus, deren Auslöschung den Diagonalen der Rhomboëderflächen parallel ist (Streng; eine Strontiumlösung gibt dann nur sehr kleine, nicht erkennbare Körnchen, bei Calciumverbindungen tritt die Re-

action nicht ein; da aber die Anwesenheit des Kalks auf die Ausbildung jener Rhomboëder störend wirkt, so verdampft man zweckmässig den zu prüfenden Körper mit Salzsäure zur Trockne, wäscht mit absolutem Alkohol das Chlorcalcium weg, löst das in schon charakteristischen fast rechtwinkeligen rhombischen Tafeln zurückbleibende Chlorbaryum in Wasser und versetzt es mit Ferrocyankalium). — Vereinigt man eine verdünnte Lösung von normalem weinsaurem Kali und einem Baryumsalz in der Kälte und lässt verdunsten, so bilden sich kreisrunde radialfaserige Kugeln von $BaC_4H_4O_6$, welche oft ein Interferenzkreuz ergeben; Strontium- und Calciumverbindungen zeigen dieses Verhalten nicht. — Das beim Eintrocknen der kieselflusssauren Lösung entstehende Kieselfluorbaryum bildet wenig charakteristische elliptische, kugelige und wetzsteinartige Körperchen, bei grösserer Verdünnung der Lösung auch scharfe spitze Rhomboëder.

Strontium. Auch das Strontium bleibt (wie Baryum) beim Aufschluss mit Flusssäure und Schwefelsäure ungelöst; aus der kochend gewesenen schwefelsauren Lösung dieses Rückstandes krystallisiren bei fortschreitender Abkühlung eines Tropfens auf einem Objectglas (nicht rechteckige sondern) rhombische Täfelchen (mit diagonaler Auslöschung) von Strontiumsulfat, mit oft etwas ausgebogenen Seiten. Aus einem Gemenge von Baryum- und Strontiumverbindungen erhält man aus der schwefelsauren Lösung nur Krystalle in der rhombischen Form des Strontiumsulfats. — Aus der kieselflusssauren Lösung entstehen scharfkantige und ebenflächige Blättchen oder Säulchen des monoklinen Systems ($SrSiFl_6 + 2H_2O$); wie schon erwähnt sind die Gestalten denen des Kieselfluorcalciums sehr ähnlich. Um hier Calcium und Strontium zu unterscheiden kann man die kieselflusssaure Lösung mit Schwefelsäure versetzen, worauf sich rhombische Tafeln des Strontiumsulfats ausscheiden, welche mit den monoklinen Formen des wasserhaltigen Calciumsulfats (Gyps) nicht verwechselt werden können. Bořicky schlägt vor, die Kieselfluoride des Calciums und Strontiums mit einem durch ein gleiches Volum Wasser verdünnten Tropfen concentrirter Schwefelsäure zu behandeln; die Kryställchen des Kieselfluorcalciums umsäumen sich schon nach einigen Secunden mit einem dichten Barte farbloser monokliner Gypsnädelchen, während die des Kieselfluorstrontiums sich nur sehr langsam in Körnchen auflösen. Über eine andere Auseinanderhaltung von Strontium und Baryum siehe oben bei letzterem. — Das heiss gefällte Strontiumoxalat scheint zufolge Haushofer mit dem Baryumoxalat isomorph zu sein, das kalt gefällte ist nach ihm dem Calciumoxalat so ähnlich, dass es leicht mit diesem verwechselt werden kann.

Beryllium. Berylliumhaltige Mineralien werden am besten durch Schmelzen mit Natriumcarbonat aufgeschlossen; wird die zuvor mit heissem Wasser ausgelaugte Schmelze in Salzsäure gelöst, so bilden sich, wenn diese berylliumchloridhaltige Lösung mit Platinchlorid versetzt, im Exsiccator verdunstet, tetragonale Krystalle von Berylliumplatinchlorid $BePtCl_6 + 8H_2O$, als fast farblose, dünne quadratische oder achtseitige Tafeln von optisch-negativem Charakter; sie zer-

fliessen an feuchter Luft (Haushofer). Aus Berylliumsulfatlösung werden durch eine kleine Menge oxalsauren Kalis ziemlich leicht lösliche X-förmige Dendriten von Berylliumoxalat präcipitirt; ein kleiner Überschuss des Reagens bringt ein viel weniger lösliches Doppelsalz zur Ausscheidung in grossen stark doppeltbrechenden monoklinen Krystallen, welche an Gypszwillinge erinnern (Behrens).

Aluminium. Behrens schlug, um Thonerde nachzuweisen, eine vorzügliche Methode vor, welche auf der Bildung des schwer löslichen Caesiumalauns beruht. Zu einem Tropfen der als Sulfatlösung vorhandenen Probe wird ein ganz kleines Körnchen Caesiumchlorid, nach Streng besser saures Caesiumsulfat oder eine geringe Menge dieses Salzes in Lösung hinzugefügt. Nach kurzer Zeit, bei sehr verdünnten Lösungen jedenfalls beim Verdunsten, erscheinen wasserklare und scharfe Krystalle von Caesiumalaun als O oder O.∞O∞, wobei das Oktaëder gewöhnlich nach einer Fläche etwas tafelförmig ist. Die Krystalle pflegen bei gekreuzten Nicols ganz dunkel zu werden und die sonst bei Alaunen nicht seltene Anisotropie vermissen zu lassen. Ist die Lösung des Minerals einigermassen zu concentrirt, so entstehen blos dendritische Verzweigungen und es muss ein kleiner Wassertropfen gegenüber der Seite des Tropfens, wo das Reagens einwirkt, zugegeben werden. Zu viel Schwefelsäure beeinträchtigt die Bildung der Caesiumalaun-Krystalle; diesem Überschuss kann durch Natrium- oder Kupferacetat abgeholfen werden. Zufolge Brauns liefert aber die Lösung eines reinen Eisenoxydsalzes mit Caesiumsulfat genau ähnliche, u. d. M. nicht unterscheidbare Alaune (Z. geol. Ges. 1888. 477). — Nach Streng kann man in derselben Weise durch Zusatz von saurem Kaliumsulfat oktaëdrische Kalium-Alaunkrystalle erhalten, welche aber nicht isotrop sind. — Die kieselflusssaure Lösung kann zur Reaction auf Thonerde nicht benutzt werden (vgl. S. 128).

Eisen. Der flockige blaue Niederschlag, welchen Ferrocyankalium in Eisenoxydlösungen hervorbringt, ist zwar nur amorph, aber doch auch u. d. M. sehr charakteristisch; die Reaction ist bekanntlich höchst empfindlich. — Die aus der kieselflusssauren Lösung entstehenden hexagonal-rhomboëdrischen Krystalle von Kieselfluoreisen $FeSiFl_6 + 6H_2O$, farblos und ziemlich gross, sind in Habitus und Winkeln von Kieselfluormagnesium und Kieselfluormangan nicht zu unterscheiden; sie lassen sich jedoch dadurch erkennen, dass sie, längere Zeit einer Atmosphäre von Schwefelammonium ausgesetzt, tief blauschwarz werden. Das Kieselfluormangan wird dabei röthlichgrau und körnig, das Kieselfluormagnesium wenig verändert und graulichweiss. Oder man fügt eine Lösung von Ferrocyankalium zu den Kieselfluoriden; das des Eisens wird blau, das des Mangans bräunlich. Oder man lässt ca. zwei Minuten lang Chlorgas einwirken, wodurch das Kieselfluoreisen intensiv citronengelb gefärbt wird, dagegen die Kieselfluoride des Mangans und Magnesiums fast farblos bleiben; ersteres zeigt einen Stich ins röthliche, letzteres ins graue (Bořicky).

Mangan. Das aus der kieselflusssauren Lösung entstehende Kieselfluormangan ist mit den Kieselfluoriden des Eisens und Magnesiums isomorph und deshalb bei Gegenwart dieser Metalle nicht unmittelbar zu erkennen. Über wei-

tere, möglicherweise unterscheidende Methoden vgl. Eisen. Mit Recht hebt Haushofer hervor, dass der Nachweis des Mangans als mangansaures Kalium durch Schmelzen manganhaltiger Verbindungen mit einem Gemenge von Soda und Salpeter auf dem Platinblech alle bisher angegebenen mikrochemischen Reactionen auf Mangan an Schärfe und Empfindlichkeit übertrifft.

Chrom. Zur Erkennung auch sehr geringer Mengen von Chrom reicht in den meisten Fällen die sehr empfindliche Löthrohrreaction seiner Verbindungen (smaragdgrüne Färbung der Phosphorsalzperle im Oxydations- und Reductionsfeuer) aus. Macht die Gegenwart anderer färbender Metalloxyde die Reaction unsicher, so lässt sich das Chrom folgendermassen mikrochemisch nachweisen: Man schmilzt die chromhaltige Probe am Platindraht in der Oxydationsflamme des Löthrohrs mit Fluorkalium, löst das Alkalichromat-haltige Schmelzproduct in einem Tropfen Wasser, säuert sehr wenig mit Salpetersäure an und fügt Silbernitrat hinzu. Die entstehenden charakteristischen Krystalle des Silberchromats sind dünne rhombische Täfelchen mit einem spitzen Winkel von ca. 72°, sechsseitige, rectangnläre und quadratische Täfelchen; im Verlauf der Reaction entstehen auch Skelette, lange gezähnte Lamellen und doppeltgegabelte Formen. Die kleinen Krystalle sind gewöhnlich schwarz und undurchsichtig, die grösseren dünneren im durchfallenden Licht granat- bis hyacinthroth und stark lichtbrechend (Haushofer).

Yttrium. Verdunstet ein Tropfen einer Yttriumsulfat-haltigen Lösung auf dem Objectglas, so scheidet sich das leicht krystallisirbare monokline Sulfat $Y_2S_3O_{12} + 8H_2O$ aus. Die aus etwas stärkeren Lösungen bei langsamer Verdunstung sich bildenden besseren Krystalle zeigen »meistens die Combination $-\bar{P}\infty . \bar{P}\frac{1}{2} . \infty\bar{P}\infty$ in dicktafeliger Entwickelung, bisweilen bilden sich Krystalle, welche an die rhomboëder-ähnlichen Combinationen des Eisenvitriols erinnern; aus schwächeren Lösungen entstehen gewöhnlich tafelförmige Krystalle von rhombischem Umriss, die spitzen Ecken des Rhombus meist etwas abgestumpft, die Krystalle nicht selten mit vierflächigen Vertiefungen. Durch Zerrformen gehen sie endlich in blattförmig gefiederte und gelappte Aggregate über« (Haushofer). — Ein Tropfen Oxalsäurelösung, welcher in einen Tropfen einer nicht allzusehr verdünnten Lösung von Yttriumsulfat diffundirt, bewirkt eine Ausscheidung verschiedenartiger Krystalle, nämlich: a) Aggregate von spiessig-lamellaren, theils an die Formen des Gyps, theils an spitze Rhomboëder erinnernden Krystallen, wohl monoklin, weil sie gegen die Längskante der Lamellen unter ca. 25° auslöschen. b) Bei weiterer Einwirkung kleine rectangnläre Lamellen, gewöhnlich an den Enden gegabelt oder ausgezähnt, oft zu kreuz- oder gitterförmigen Gruppen verbunden, wie die vorigen lebhaft polarisirend, doch wahrscheinlich rhombisch, da sie parallel und rechtwinkelig zu ihrer Längsrichtung auslöschen. c) Gegen Ende der Einwirkung, besonders in der Zone, in welcher sich die beiden Lösungen zuletzt vereinigen, entstehen sehr viele kleine aber scharfe quadratische oder oktogonale Täfelchen, welche flach liegend isotrop, daher sicher tetragonal sind. Durch Aggregation bilden sie dicktafelförmige Massen von annähernd quadra-

tischem Umriss oft mit zwei Einschnürungen. — Lässt man einen Tropfen starker Oxalsäure an die durch Verdunsten einer Yttriumsulfatlösung entstandenen Krystalle treten, so entwickeln sich auf letzteren massenhaft knospenförmige Gruppen der Oxalate und am Schluss der Einwirkung bilden sich reiner die tetragonalen Tafeln c. — Wird eine sehr verdünnte, kochend heisse Yttriumsalzlösung mit Oxalsäure behandelt, so erhält man stets das rhombische Oxalat b und zwar gewöhnlich in kürzeren oder längeren unregelmässig cannelirten Säulchen, welche wie die prismatischen Sechslinge des Aragonits aussehen, und bei grösserer Dünne und verticaler Stellung sich in der That als rhombische Sechslinge im polarisirten Licht erkennen lassen; auch entstehen einfache Rhomben mit einem spitzen ebenen Winkel von 72°—73°. — Die tetragonalen Kryställchen c. entstehen auch bei der Einwirkung von oxalsaurem Ammoniak auf sehr verdünnte heisse Lösung von Yttriumsulfat (Haushofer). — Die Salze des Erbiums verhalten sich bei allen diesen Reactionen denen des Yttriums ganz analog und lassen sich nicht trennen.

Cerium. Die schärfste mikrochemische Reaction gründet sich nach Haushofer auf die Fällung als Oxalat in der Hitze. In neutralen oder nicht allzusauren Ceriumlösungen gibt Oxalsäure oder oxalsaures Alkali einen krystallinen Niederschlag von Ceriumoxalat. Der in gewöhnlicher Temperatur erzeugte Niederschlag ist anfangs flockig, wird jedoch bald krystallinisch und besteht aus feinen beiderseits zugespitzten, meist an den Enden gegabelten Krystallnadeln, oft rechtwinkelig kreuzförmig oder büschelig verwachsen; die lebhaft polarisirenden Kryställchen löschen nicht parallel und rechtwinkelig zu ihrer Längsrichtung aus. Charakteristischer ist der bei sehr verdünnten und kochend heissen Lösungen (in grösseren Flüssigkeitsmengen im Probirröhrchen) entstehende Oxalatniederschlag; es sind ziemlich grosse aber sehr dünne rhomboidale Blättchen, deren spitzer ebener Winkel ca. 86° beträgt; nicht selten ist die stumpfe Ecke des Rhomboids durch eine Fläche abgestumpft, welche mit der Langseite einen ebenen Winkel von 118°—119° bildet. Diagonal verlaufende Wachsthumsrippen bringen eine Art langgestreckter Briefcouvertgestalt hervor. Die Lamellen durchwachsen sich auch fast rechtwinkelig zu Formen, dem Windfang der Uhren ähnlich. Die Lage der Auslöschungsrichtung verweist auf das monokline System. — Verdunstet eine Ceriumsulfatlösung, wie man sie z. B. bei der Behandlung von Cerit oder Orthit mit concentrirter Schwefelsäure erhält, so bilden sich zuerst monokline Krystalle von Ceriumsulfat; werden diese in einer grösseren Menge von Wasser aufgelöst, so scheiden sich beim Verdunsten hexagonale Krystalle (lange Prismen mit Pyramide) eines durch den Wassergehalt verschiedenen Ceriumsulfats aus; das hexagonale Salz, welches auch radialfaserige Gruppen mit Interferenzkreuz liefert, enthält 9 Mol. Wasser.

Chlor. Das auf den Chlorgehalt zu untersuchende Mineralkörnchen wird gepulvert und in dem kleinen halbkugeligen Platintiegelchen mit etwas concentrirter Schwefelsäure übergossen (dadurch unzersetzbare Substanzen müssen zuerst durch Schmelzen mit Soda aufgeschlossen werden). Auf das Platinschälchen wird

ein Deckglas gelegt, welchem auf der unteren Seite ein kleiner Wassertropfen angehängt ist, während es von obenher durch einen grösseren Wassertropfen gekühlt wird. Die bei mässigem Erwärmen entweichende Salzsäure wird in dem unteren Tropfen aufgefangen. Nach Beendigung des kleinen Destillationsprocesses wird der obere Kühltropfen mit einer Capillarpipette oder Filtrirpapier entfernt, das Deckglas umgekehrt auf einen Objectträger gelegt und mitten in den Rest des kleinen unten befindlich gewesenen Wassertropfens ein Körnchen Thalliumsulfat gebracht. Alsdann bilden sich sehr schnell reguläre Kryställchen von Thalliumchlorid, Oktaëder und die Combination $O.\infty O$; bei schwächerer Vergrösserung sind sie wegen ihres starken Brechungsvermögens im durchfallenden Licht beinahe schwarz, im auffallenden Licht weiss. Diese Eigenthümlichkeit und ebenso ihre Neigung, kleeblattförmige und kreuzförmige Gruppen, dolchähnliche Gestalten zu bilden macht sie sehr auffallend und lässt auch kleine und spärliche Krystalle leicht finden. Nachweisbar sind 0,004 mg NaCl (Behrens). — Man kann auch die Probe mit möglichst wenig concentrirter Schwefelsäure zersetzen, auf dem Objectglas ein gleiches Volumen Wasser hinzufügen und in ein daneben gesetztes Wassertröpfchen ein Körnchen Thalliumsulfat bringen, möglichst auf die Grenze der beiden Tropfen. Um das Körnchen herum bilden sich dann die Kryställchen des Thalliumchlorids, welche aber bei diesem blos auf dem Objectglas ausgeführten Verfahren wohl langsamer und spärlicher entstehen. — In dem Sulfattropfen kann auch durch Silbernitrat Chlorsilber gefällt werden, welches aber hierbei als ganz undurchsichtige Körnchen und Flocken recht uncharakteristisch u. d. M. erscheinen würde; man löst daher den Niederschlag auf dem Objectglas in einer eben zureichenden Menge Ammoniak und lässt die Lösung verdunsten; dabei bilden sich dann meist gut entwickelte reguläre, stark lichtbrechende Kryställchen von Chlorsilber, vorherrschend $\infty O \infty$ und O, auch beide in Combination, seltener mit ∞O (Haushofer). — Über eine mikrochemische Prüfung auf Chlor bei dem Sodalith vgl. diesen.

Fluor. Um Fluor nachzuweisen kann man sich nach Behrens der sehr empfindlichen Reaction auf Kieselfluornatrium bedienen. Ein fluorhaltiges Silicat, welches durch concentrirte Schwefelsäure zersetzbar ist, wird mit derselben in einem Platinschälchen fast bis zum Rauchen der Schwefelsäure erwärmt, das abdestillirende Fluorsilicium in einem Tröpfchen sehr verdünnter Schwefelsäure aufgefangen, welches an der unteren convexen Seite eines auf das Schälchen gelegten Platindeckelchens hängt (letzteres kann man aus dünnem Platinblech über Blei durch Klopfen formen); in der concaven Oberseite des Deckelchens befindet sich zur Kühlung desselben ein grösserer Wassertropfen. Sobald eine genügende Zersetzung der Substanz stattgefunden zu haben scheint, überträgt man (am besten durch einfache Berührung) den kieselfluorwasserstoffhaltigen Tropfen auf eine mit Canadabalsam überzogene Glasplatte oder ein Schwerspathplättchen, fügt 1—2 mg Chlornatrium hinzu und lässt ein wenig verdunsten. Alsdann entstehen anfangs zierliche sechsblätterige Rosetten, später hexagonale Tafeln und Prismen mit Pyramide des Kieselfluornatriums (s. Natrium). Bei Gegenwart

von 0,0036 mg Fluor wird noch ausreichende Reaction erhalten. — Ist das fluorhaltige Silicat (z. B. Topas, Turmalin) nicht durch Schwefelsäure zerlegbar, so muss es zuerst mit der doppelten Menge von Natroncarbonat aufgeschlossen werden; bevor man dann das Schmelzproduct mit Schwefelsäure zersetzt, wird es, um das Spritzen zu vermeiden, mit einem Tropfen Essigsäure bis zur Trockniss abgedampft; daran schliesst sich dann das weitere Verfahren wie oben an (Behrens). — Enthält das zu prüfende Mineral, wie z. B. Flussspath keine Kieselsäure, so muss es vor der Zersetzung durch Schwefelsäure mit etwas reiner pulveriger Kieselsäure oder Glaspulver gemengt werden.

Schwefel gelangt als Schwefelsäure zum Nachweis. Ein unlösliches schwefelsäurehaltiges Mineral muss mit Soda geschmolzen, die gepulverte Schmelze in Wasser gelöst oder damit ausgelaugt werden. Um die Schwefelsäure in Lösungen aufzufinden, kann man mit Chlorbaryum fällen, doch lässt der dann entstehende weisse Niederschlag keine Krystallformen erkennen. Haushofer gibt daher an, mit Strontiumnitrat zu fällen, welches bei genügender Verdünnung langsamer ausfallendes krystallisirtes Strontiumsulfat bildet. Oder es werden durch Zusatz eines Kalksalzes (z. B. Chlorcalcium) in der Lösung die charakteristischen monoklinen Gypskrystalle hervorgerufen. — Behrens schlug vor, die für Aluminium angeführte Reaction umzukehren; mit einem Tropfen der schwefelsäurehaltigen Lösung wird durch einen Glasfaden ein anderer Tropfen verbunden, welcher eine Lösung von Chloraluminium, Salzsäure und wenig Caesiumchlorid ist; es entstehen dann die regulären Krystalle von Caesiumalaun (s. Aluminium).

Phosphor. Die löslichen Phosphate werden direct mit einer Auflösung von molybdänsaurem Ammonium in Salpetersäure behandelt, worauf dann beim Eintrocknen die etwas abgerundeten regulären Kryställchen von phosphormolybdänsaurem Ammonium entstehen, im durchfallenden Licht grünlich, im auffallenden gelblich (vgl. S. 118); sie sind leicht löslich in Ammoniak. Da lösliche Kieselsäure unter Umständen ähnliche Niederschläge erzeugen kann, so wird man, bei Gegenwart derselben behufs ihrer Abscheidung die zu prüfende Lösung unter Zusatz von Salzsäure oder Salpetersäure bis zur Trockniss verdampfen, den Rückstand mit Wasser aufnehmen und mit dem Molybdat versetzen; die Molybdänlösung soll im Überschuss, bezw. die Phosphorsäure nur in kleinen Mengen vorhanden sein, da sich in ihr die gelben Krystalle lösen (vgl. auch Streng im N. Jahrb. f. Min 1885. I. 29). — Sind die Phosphate unlöslich, so werden sie zuvor mit Soda aufgeschlossen. — Eine sehr scharfe Reaction auf Phosphorsäure ist auch die oben bei Magnesium erwähnte Erzeugung von phosphorsaurer Ammoniak-Magnesia in umgekehrtem Sinne; als Reagens dient eine concentrirte Salmiaklösung mit einem Körnchen Bittersalz (Magnesiumsulfat); die phosphorsäurehaltige Lösung sollte sehr verdünnt sein. — Übrigens ergeben die arsensauren Salze in den genannten Fällen ganz ähnliche Reactionen wie die phosphorsauren und beide sind nur schwer und mit nicht sehr befriedigenden Resultaten mikrochemisch zu unterscheiden.

Silicium. Zum mikrochemischen Nachweis für das Vorhandensein von Kiesel-

säure ist die Bildung der charakteristischen hexagonalen Krystalle des Kieselfluornatriums (s. Natrium) vorgeschlagen worden. Ist die Substanz leicht zersetzbar, so bringt man die Probe mit einem Tropfen mässig starker Fluorwasserstoffsäure, welcher eine Spur Chlornatrium zugesetzt ist, auf einen mit Canadabalsam überzogenen Objectträger, und lässt, vielleicht unter erneutem Zusatz von Säure mehrere Stunden lang stehen, worauf sich dann bei stärkeren Lösungen sehr bald, bei schwächeren während des weiteren Verdunstens jene Kieselfluornatrium-Krystalle ausscheiden. Ist die kieselsäurehaltige Verbindung schwer zersetzbar, so schmilzt man ein Körnchen mit Soda am Platindraht und behandelt die Perle auf dem überzogenen Objectglas mit wässeriger Flusssäure (ohne das jetzt überflüssige Chlornatrium) wie oben. Sollten andere Bestandtheile die Reaction etwas verdunkeln, so kann man nach dem Aufschliessen die bei Fluor beschriebene Destillation des Schmelzproducts mit Flusssäure und concentrirter Schwefelsäure vornehmen, und den kieselfluorwasserstoffhaltigen Tropfen mit wenig Chlornatrium verdunsten, um die Krystalle des Kieselfluornatriums zu erhalten. Doch ist zu allen diesen Operationen zu bemerken, dass wie Streng hervorhob, auch dann, wenn eine ganz kieselsäurefreie Substanz mit angeblich chemisch reiner Flusssäure und Chlornatrium eingedampft wird, die hexagonalen Formen des Kieselfluornatriums entstehen, indem die Flusssäure doch immer selbst minimale Mengen von Kieselflusssäure schon enthält, solche daher nicht zu dem gedachten Zweck verwendbar ist. — Übrigens sind Borfluornatrium und Titanfluornatrium mit Kieselfluornatrium isomorph; allerdings ist die Fluorverbindung von Bor und diejenige von Titan nicht so leicht flüchtig wie die des Siliciums, aber absolut entscheidend ist auch der letzterwähnte Destillationsprocess nicht (vgl. Bor).

Bor. In den meisten Fällen handelt es sich darum, Bor neben einer überwiegenden Menge von Silicium aufzufinden (Turmalin, Axinit, Datolith) und hier versagt das Chlornatrium seine Dienste zum unmittelbaren Nachweis. Um neben Silicium Bor nachzuweisen, muss der grösste Theil des Siliciums vorher beseitigt werden. Man erwärmt zuerst die mit Flusssäure und Schwefelsäure gemengte pulverisirte Mineralprobe nur so weit, dass der grösste Theil des Fluorsiliciums ausgetrieben wird, welches in einem unter dem Platindeckelchen hängenden Tropfen Wasser (vgl. Fluor) oder sehr verdünnter Schwefelsäure aufgefangen und mit Chlornatrium nachgewiesen wird (vgl. Silicium). Nach abermaligem Zusatz von Flusssäure wird die Operation wiederholt und dabei die Temperatur bis zum Rauchen der Schwefelsäure gesteigert. Hierauf wird das Destillat in eine Platinschale gebracht, verdunstet, der Rückstand bis auf 120° erwärmt und nach einigen Minuten in Wasser aufgenommen, auf das Objectglas übertragen und ein Tröpfchen einer Chlorkaliumlösung hinzugefügt. Sofort oder spätestens beim Eintrocknen bilden sich dann rhombische, sehr charakteristische Krystalle von Borfluorkalium, vorwiegend farblose rhombische Täfelchen mit einem spitzen ebenen Basiswinkel von 77°; oft sind die beiden stumpfen Winkel abgestumpft, bisweilen auch makrodomatische und pyramidale Flächen sichtbar. Die Krystalle sind so schwach doppeltbrechend, dass sie bei ihrer Dünne sich wie

isotrop verhalten. Ist das Fluorsilicium nicht vorher verjagt worden, so erhält man daneben sehr reichlich Oktaëder von Siliciumfluorkalium und es könnte geschehen, dass gar kein Borfluorkalium zur Krystallisation gelangte, oder dass man Mühe hätte, neben jenen zahlreichen Oktaëdern die vielleicht spärlichen Rauten des letzteren aufzusuchen; es ist deshalb rathsam, wenigstens den grössten Theil des Siliciums zuvor zu beseitigen (Behrens). — Mengt man die pulverisirte Probe eines borsäurehaltigen Minerals mit 1 Th. Flussspath und $4\frac{1}{2}$ Th. saurem schwefelsaurem Kali und schmilzt das Gemenge, so färbt sich im Augenblick der Schmelzung die Flamme vorübergehend gelblichgrün (durch Fluorbor).

Titan. Zweckmässige eigentliche mikrochemische Nachweisungen des Titans sind nicht bekannt. — Mit geringen Mengen von Rutil, Anatas, Titaneisen u. s. w. kann man in der Reductionsflamme die charakteristische violette Färbung der erkaltenden Phosphorsalzperle hervorbringen; bei Eisengehalt ist ein Zusatz von etwas Zinn oder Zink nützlich (Zirkon verändert, im Gegensatz zum Rutil, auch nach längerer Einwirkung der Reductionsflamme, die Phosphorsalzperle nicht im mindesten, welche ganz farblos bleibt; Sandberger im N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 258). — Eine auch bei äusserst kleinen Mengen von Titansäure sehr scharfe Reaction ist folgende: Die titanhaltige Probe wird vorsichtig an einem Platindraht mit einem Korn entwässerten Kaliumbisulfats zusammengeschmolzen, die Schmelze auf einen Porzellanscherben gebracht und mit einem Tropfen Wasserstoffsuperoxyd in wässeriger Lösung befeuchtet; alsdann erhält die Probe und die Lösung, je nach der Menge der vorhandenen Titansäure, eine gelbe bis orangerothe Färbung, welche auf der Bildung einer höheren Oxydationsstufe des Titans beruht (Schönn). Ein sehr umständliches Verfahren gab Haushofer an (vgl. den Auszug im N. Jahrb. f. Min. 1886. II. 7). — Wird eine mit Rutil oder Titaneisen gesättigte Phosphorsalzperle hinreichend lange der äusseren Löthrohrflamme ausgesetzt und dann, während sie noch flüssig ist, rasch plattgedrückt, so gewahrt man u. d. M. die in der Schmelze ausgeschiedenen Kryställchen von Titansäure-Natriumphosphat ($Ti_2NaP_3O_{12}$ nach Wunder), rhomboëderähnliche oder sechsseitig tafelförmige, wahrscheinlich monokline Gestalten. Aus Titanit oder Perowskit gelingt es nicht immer, die Verbindung darzustellen.

Bei dieser Gelegenheit mag auch noch einiger anderer makroskopischer Reactionen für titansäurehaltige Mineralien gedacht werden. Der Rutil wird durch Schmelzen mit Kaliumbisulfat vollständig zersetzt; nach Verdünnung und bei längerem Kochen der sauren Lösung fällt Titansäure nieder. Wird zu einem Theil der sauren und kalten Lösung Ammoniak im Überschuss zugesetzt, so fällt ein weisser Niederschlag, der sich vollständig in Salzsäure löst. Diese salzsaure Lösung färbt Curcumapapier braun; mit Zinn behandelt nimmt sie die für Titanverbindungen charakteristische violette Farbe an; nach der Reduction färbt die salzsaure Lösung aber das Curcumapapier n i c h t mehr braun (was im Gegensatz dazu bei Zirkonsäure der Fall ist). Diese letzteren Reactionen sind bei der Lösung von Titaneisen dieselben.

Zirkonium. Wenn man das feine Pulver von Zirkon mit Soda im Platin-

tiegelchen zusammenschmilzt und nach dem Erkalten die Schmelze mit heissem (durch etwas Salzsäure angesäuertem) Wasser gehörig auslaugt, so erhält man ein in Säuren sehr schwer lösliches krystallinisches Pulver, welches aus reiner Zirkonsäure (ZrO_2) besteht. Die Krystalle sind verschieden je nach der angewandten Temperatur und der Menge der Soda. Nimmt man zehnmal so viel Gewichtstheile Soda als Zirkon und setzt man das Gemenge 5 Minuten lang heller Rothgluth aus, so erhält man, wenn die Zirkonquantität nicht unter 0,01 g beträgt, quadratische Krystalle, Wachsthumsformen und sechszählige Gruppen derselben von ZrO_2; dieselben scheinen identisch zu sein mit den von Nordenskiöld beim Auskrystallisiren aus Borax erhaltenen Krystallen: bisweilen sind sie gelb gefärbt durch Platin, welches aus dem Tiegel stammt. — Wird dagegen Zirkon und Soda im Gewichtsverhältniss 1 : 2 genommen, und bei lebhafter Rothgluth geschmolzen, so erhält man nach dem Auslaugen die Zirkonsäure als wasserhelle hexagonale Lamellen, oft wie diejenigen des Glimmers übereinandergehäuft. Dieselben stellen für die Zirkonsäure diejenige Modification dar, welche dem Tridymit für die Kieselsäure entspricht, sind einaxig und optisch negativ, zeigen aber oft eine Theilung in 6 Sectoren und löschen dann parallel den Seiten der Hexagone aus. Auch sie besitzen wohl durch Platinaufnahme aus dem Tiegel eine gelbliche Färbung und scheinen namentlich dann doppeltbrechend zu sein. Zur Hervorbringung dieser Reaction genügen 0,005 g Zirkon. War die Auslaugung mit Wasser nicht genügend, so erscheinen neben den Hexagonen rhomboëdrische stark doppeltbrechende Krystalle von Natriumzirkoniat (Michel Lévy u. Bourgeois, Bull. soc. min. V. 1882. 136).

Wenn man zufolge Haushofer in der Platinschlinge Zirkonpulver mit dem 15—20fachen Volumen Fluorwasserstoffkalium zusammenschmilzt, so erhält man eine in der Hitze klare Perle, in welcher kleine unlösliche Flocken schweben; wird die Schmelzung so lange fortgesetzt, bis das Fluorkalium etwa zur Hälfte verflüchtigt ist, so zerfällt die vollkommen geschmolzene, nach dem Erkalten trübe Perle in einer reichlichen Menge Wasser unter Abscheidung eines unlöslichen Rückstandes, der sich u. d. M. bei recht starker Vergrösserung als ein lockeres Hanfwerk eines noch nicht näher bestimmten aber gut morphologisch charakterisirten und sehr beständigen Zirkoniumsalzes darstellt. Es sind kleine farblose, stark polarisirende, wahrscheinlich rhombische Krystalle von rhombischen und quadratischen Umrissen, anscheinend die Combination $\infty P . 0P$. Der ebene spitze Winkel der diagonal auslöschenden Rhomben beträgt ca. 80°; die bestausgebildeten Krystalle zeigen auch noch untergeordnet ein Brachydoma.

Handelt es sich bei der Untersuchung kleiner Mengen nur um die Frage, ob Rutil oder Zirkon vorliegt, so kann man, worauf van Werveke aufmerksam machte, den Nachweis der Kieselsäure als Reaction auf Zirkon benutzen: schmilzt man ein winziges Körnchen des letzteren mit Soda am Platindraht zusammen, so gibt die Perle, wenn sie auf einem mit Canadabalsam überzogenen Objectträger mit Flusssäure behandelt wurde, die charakteristischen Kieselfluornatriumsalze.

Zinn. Hierbei kommt nur der in granitischen Gesteinen sich findende Zinn-

stein in Betracht. Eine ganz befriedigende mikrochemische Reaction auf Zinn ist nicht bekannt. Haushofer schlug vor, die Zinnsteinprobe an einen mit geschmolzenem Cyankalium getränkten Kohlensplitter anzuschmelzen und zur Reduction zu bringen, das erhaltene und ausgeplattete Metallkorn mit einigen Tropfen concentrirter Salzsäure in einem Kölbchen bis zum Kochen zu erhitzen und die dann Zinnchlorür enthaltende Lösung vorsichtig bis auf eine ganz geringe Menge einzuengen. Neutrale oder nur schwach saure Lösungen von Zinnoxydulsalzen geben dann mit Oxalsäure oder oxalsaurem Ammonium einen stets krystallinischen Niederschlag von Stannooxalat, der allerdings meist nur Skelette bildet, einem klinobasischen System angehörig (vgl. Mikroskopische Reactionen 1885. 154). — Versetzt man Zinnchlorür mit einem sehr kleinen Körnchen Chlorkalium (oder besser Chlorcaesium) und lässt in der Wärme etwas verdunsten, so entstehen rhombische Krystalle von $K_2SnCl_4 + aq$, von der Combination $\infty\bar{P}\infty . \infty P . \infty\breve{P}\infty . \breve{P}\infty . \bar{P}\infty . P$ (makrodiagonale Polkanten von P über dem tafelförmigen Makropinakoid bilden etwa 117° mit einander); je mehr sich das Zinnchlorür allmählich oxydirt, bilden sich daneben reguläre Krystalle (O, ausserdem mOm, mO) von K_2SnCl_6, welche ausschliesslich entstehen, wenn man mit Salpetersäure oxydirt (Streng).

Schmilzt man ganz minimale Mengen von Zinnstein in der Reductionsflamme mit einer Kupferperle zusammen, so nimmt dieselbe eine rubinrothe Färbung an; Rutil und Zirkon bewirken dies nicht.

Wolfram. Eine kleine Pulvermenge wird mit viel (kohlensäurefreiem) Kalium- oder besser Natriumnitrat auf einem Porzellanscherben oder in einer Platinschlinge zusammengeschmolzen; das erkaltete Schmelzproduct laugt man mit einigen Tropfen Wasser aus, bringt die verdünnte Lösung von Alkaliwolframiat auf ein Objectglas und erhitzt dieses auf einer Blechplatte über der Gaslampe rasch so weit, bis die Flüssigkeit zu rauchen beginnt. Setzt man dann mit einem Glasstab ein Tröpfchen einer verdünnten Lösung von Calciumnitrat oder Chlorcalcium hinzu, so entsteht sehr bald eine Menge höchst kleiner, erst bei starker Vergrösserung erkennbarer tetragonaler Kryställchen von Calciumwolframiat, quadratische Prismen, manchmal an den Enden verdickt, beiderseits zugespitzte Säulchen, anscheinende Würfelchen, kreuzförmige Durchwachsungen. — Zur Darstellung der farblosen dünnen, wie es scheint triklinen Tafeln des Ammoniumwolframiats (scharfe Rhomben mit einem spitzen ebenen Winkel von 86°, auch eingebuchtete Formen und Aggregate) wird nach Haushofer das sehr feine Pulver der Probe mit starker Salpetersalzsäure oder concentrirter Schwefelsäure zur Trockniss verdampft, der Rückstand mit warmem Wasser ausgelaugt und mit ein paar Tropfen starker Ammoniakflüssigkeit behandelt; nach dem Verdunsten eines Tropfens der ammoniakalischen Lösung verbleibt das Ammoniumsalz der Wolframsäure. Die Täfelchen werden, bis zum schwachen Glühen erhitzt, durch Zersetzung grünlichblau, anscheinend einfachbrechend und erhalten zahlreiche Risse namentlich in der Richtung der kürzeren Diagonale. — Wolframit bildet bekanntlich, mit Phosphorsalz in der Reductions-

flamme geschmolzen, ein rothbraunes Glas; wird anstatt des Phosphorsalzes glasige geschmolzene Phosphorsäure angewendet, so wird das Glas nach dem Erkalten schön blau; mit dieser sehr empfindlichen Reaction können ganz geringe Mengen von Wolframit erkannt werden. — Ferner mag noch daran erinnert werden, dass feines Wolframitpulver sich in siedender concentrirter Schwefelsäure zu klarer Flüssigkeit auflöst, welche beim Erkalten schön blau wird, und dass das aus dieser Lösung durch Zusatz von Wasser als voluminöse weisse Masse abgeschiedene Wolframsäurehydrat bei längerem Stehen oder Kochen in gelbe Wolframsäure übergeht.

Niob und Tantal. Zur mikroskopischen Nachweisung eignen sich nach Haushofer die Natronsalze der Niob- und Tantalsäure. Trägt man das feine Pulver der natürlichen Niobate und Tantalate in einem silbernen oder eisernen Tiegelchen in geschmolzenes bis zur Rothgluth erwärmtes Natron, so wird es unter lebhafter Einwirkung zerlegt; behandelt man die erkaltete Schmelze mit wenig Wasser, so bilden sich wasserhaltige Natronsalze der beiden Säuren, welche in der überschüssigen Natronlange unlöslich sind und sich als Bodensatz abscheiden. Es sind feine farblose (oft durch Eisen- oder Manganhydroxyd braun gefärbte), an den Enden sehr häufig mit einem einspringenden Winkel versehene Krystallnadeln, die parallel und rechtwinkelig zur Prismenaxe auslöschen, auch wohl an den Enden schief liegende Flächen tragen; daneben bilden sich büschel- und sternförmige Gruppen. Morphologisch unterscheiden sich hier die niob- und tantalsauren Natronsalze nicht. — Dieselben Krystalle werden auch auf folgende Art erhalten: Man schmilzt die fein gepulverte Probe in der Platinschlinge mit glasiger Phosphorsäure zu einer Perle, wobei sie sich nur langsam aber vollständig löst (vorhandene Kieselsäure bleibt ungelöst); die gepulverte Schmelze wird in möglichst wenig Wasser (nebst einem Tropfen Schwefelsäure) in der Wärme gelöst; einige Tropfen der Lösung liefern, mit einem kleinen Überschuss von Natronlauge versetzt, auf einem flachen Uhrglas jene Krystalle. Bei sehr verdünnter phosphorsaurer Lösung und reichlicher Gegenwart von Tantalsäure bilden sich auch daneben ziemlich grosse und scharfe hexagonale Tafeln von $4Na_2O.3Ta_2O_5 + 25H_2O$, aus deren Mitte manchmal Krystallbüschel herauswachsen; sehr oft zeigt sich auch die Form sechstheiliger Blumenkronen. — Setzt man zu der klaren phosphorsauren Lösung etwas Zinkstaub und eine kleine Menge von Schwefelsäure, so färbt sie sich in kurzer Zeit schön sapphirblau, was nach 12 bis 24 Stunden wieder verbleicht.

Vanadium. Man schmilzt die zu prüfende Substanz in der Platinschlinge oder auf einem Porzellanscherben mit der 10—20fachen Menge Kaliumnitrat (dem etwas Soda zugesetzt werden kann) vor dem Löthrohr, laugt das Schmelzproduct mit einigen Tropfen Wasser aus, bringt einen Tropfen der Lösung auf das Objectglas und legt in die Mitte desselben ein Kryställchen von Salmiak; während sich das letztere anflöst, setzen sich zahlreiche kleine farblose, stark doppeltbrechende Kryställchen von metavanadinsaurem Ammonium ab, die kleinsten wetzsteinförmig mit zwei gewölbten und zwei parallelen ebenen Flächen, die grösseren

elliptisch oder in Form eines breiten Beiles. Werden die Krystalle in der Wärme in einem Wassertropfen gelöst, so krystallisirt beim Verdunsten ein Theil des Salzes in Krystallen von gelber Farbe und anderen Formen aus (vgl. Haushofer, Mikroskop. Reactionen 1885. 134).

Wasser. Zum Nachweis des Wassers in kleinen Mineralproben benutzte Behrens eine Glasröhre von 3 mm im Lichten und 10 cm Länge, die einerseits zu einer Capillare von 2 cm Länge und 0,5 mm Weite ausgezogen und hier nach gelinder Erwärmung der ganzen Röhre und Durchsaugen von Luft mittels einer auf das weite Ende aufgeschobenen Kautschukröhre zugeschmolzen ist. Während die Röhre noch warm ist, wird die Mineralprobe eingebracht, die Röhre auf halber Länge ausgezogen und stumpf zugeschmolzen, wodurch die Möglichkeit des Eindringens von Wasser aus den Flammengasen vermieden wird. Jetzt wird das capillare Ende durch Alkohol abgekühlt und wenn sich kein Wasserbeschlag bildet, das stumpfe Ende mit der Mineralprobe darin bis zum gelinden Glühen erhitzt. Meistens bildet sich dann der Beschlag ohne künstliche Abkühlung an der Verengerung der Röhre. Durch Vorrücken der Flamme kann er in dem capillaren Theil zusammengetrieben werden.

III. Allgemeines über die Ausbildungsweise der mineralischen Gemengtheile.

1. Formelle Ausbildung.

In morphologischer Hinsicht macht sich bei den krystallinen Mineralindividuen zunächst der Unterschied geltend, dass dieselben

1) rundum (mehr oder weniger scharf) auskrystallisirt sind; diese Ausbildungsweise wurde 1886 von Rohrbach als automorph bezeichnet (Min. u. petr. Mitth. VII. 18) und dieser Ausdruck hat die Priorität vor dem 1887 durch Rosenbusch (Mass. Gest. 11) aufgestellten idiomorph, weshalb er auch im Folgenden zur Anwendung gelangt;

2) eine äussere Umgrenzung darbieten, welche nicht durch die eigene Krystallisationskraft, sondern durch andere fremde Ursachen, namentlich den Contact mit bereits als fest vorhandenen nachbarlichen Individuen bedingt ist: xenomorph nach der älteren Benennung von Rohrbach; allotriomorph nach derjenigen von Rosenbusch; bei ihnen ist also die Krystallisation, welche zu ihrer normalen Entwickelung eine Abwesenheit von Hindernissen voraussetzt, gehemmt und äusserst verschiedene Umrisse sind möglich.

Ein und dasselbe Mineral kann nach Maassgabe der bei seiner Verfestigung obwaltenden Verhältnisse hier automorph, dort xenomorph sein; so ist z. B. der Quarz in den Graniten xenomorph, als grössere Krystalle in den Quarzporphyren

automorph; der Augit dem Plagioklas gegenüber bald automorph, bald xenomorph. Diese Gegensätze kommen sowohl in makroskopischen als mikroskopischen Dimensionen vor. Hier gibt es eine Anzahl von Gesteinsgemengtheilen, welche auch in allergrösster Winzigkeit ihrer Individuen deren eigenthümliche Formgestaltung mit solcher fast modellgleicher Schärfe zu entwickeln vermögen, wie sie makroskopisch nur höchst selten ihres Gleichen findet. Dazu gehört z. B. Leucit, Augit, Quarz, Magneteisen, Spinell, Olivin, Zirkon, Eisenglanz, Apatit, die mitunter in den niedlichsten, um und um ausgebildeten Kryställchen von wenigen Tausendstel Millimeter gefunden werden, namentlich da, wo sie in grösseren Individuen eingewachsen oder in Glasmassen vertheilt sind. Überhaupt sind es die zuerst in den Gesteinen zur Verfestigung gelangten Mineralien, welche am vollkommensten ihre Gestalt auszuprägen im Stande waren. Die sehr kleinen mikroskopischen Körner pflegen sich dem Kugelrunden zu nähern. Wegen des Mangels einer charakteristischen Gestalt, ferner weil ihre Pellucidität eine viel höhere, ihre Farbe eine bedeutend lichtere ist, als die der entsprechenden makroskopischen Individuen, ist es oftmals nicht leicht, dieselben als solche mit einem makroskopisch bekannten Mineral zu identificiren; doch trifft man in den meisten Fällen in Verbindung mit denselben besser geformte und dadurch gekennzeichnete grössere Mineralgebilde an, zu welchen jene vermöge der Übereinstimmung ihrer übrigen erkennbaren Eigenschaften augenscheinlich gehören. Die mikroskopischen lamellaren Krystalltäfelchen zeigen oftmals noch mancherlei besondere Deformitäten durch gestörte Ausbildung, indem ihre begrenzenden Ränder zum Theil oder sämmtlich nicht linear ausgezogen, sondern mit den verschiedensten Contouren ausgebuchtet, ausgezackt und ausgefranst sind, so dass fetzen- und lappenähnliche Gebilde vorliegen, oder indem diese Blättchen aus einzelnen isolirten und durch fremde Substanz getrennten Striemen bestehend erscheinen, welche gleichwohl in ihrer Vereinigung ersichtlich zu einem Individuum zusammengehören.

In den Eruptivgesteinen vorhandene Individuen von Feldspath, Augit, Hornblende, Olivin zeigen manchmal im Durchschnitt an ihren Enden eine ruinenähnliche oder treppenförmige Einbuchtung; diese gehemmte Formentwickelung hat darin ihren Grund, dass in Folge von rascher und reichlicher Stoffzufuhr die Kanten und Ecken des Krystalls schneller als die übrigen Flächentheile wuchsen, und nun das Wachsthum anhörte, bevor die allseitige Ausgleichung erfolgt war.

Eine andere abnorme formelle Ausbildung ist in dem Dasein der sog. Krystallgerippe oder Krystallgerüste gegeben, welche in den Gesteinen in der Regel nur in mikroskopischer Kleinheit vorkommen. Bei diesen skelettähnlichen Gestalten handelt es sich um ein ebenfalls lückenhaftes, und zwar nur zum Theil, nach gewissen Richtungen hin erfolgtes Wachsthum, wobei das Individuum förmlich blos mit einzelnen Armen entwickelt ist. Beim Eintritt der Bedingungen, welche eine skelettförmige Bildung veranlassen, kann auch zugleich eine Umänderung in der vorwiegenden Wachsthumsrichtung stattfinden, wie dies für den

Olivin nachgewiesen wurde, dessen normale Krystalle nach der Verticalaxe *c* säulenförmig ausgedehnt sind, während Skelette des Minerals in der Richtung der Axe *a* verlängert befunden wurden. Andererseits bestehen solche Krystallskelette auch aus Reihen von linear aneinandergefügten kleineren, insgesammt parallel und im Sinne eines Individuums orientirten Kryställchen, wobei diese Reihen von einem Centrum aus in der Richtung gewisser krystallographischer Axen geradlinig auslaufen, welche der betreffenden Substanz eigen sind. Die Ursache dieser Krystallskelette besteht wohl ebenfalls darin, dass bei reichlicher und beschleunigter Zufuhr von Substanz die Ecken und Kanten des grundlegenden Individuums seinen Flächen gegenüber bevorzugt waren und diese Stellen so den Anlass zum Ansatz eines neuen Wachsthumszweiges boten, bei dessen Individuen sich der analoge Vorgang wiederholte. Unter den Gesteinsgemengtheilen ist es namentlich das Magneteisen, dessen mikroskopische Oktaëderchen sich zu Linien an einander gruppiren, welche rechtwinkelig auf einander stehen und so den Hauptaxen des regulären Oktaëders entsprechen, wobei viele ebenfalls rechtwinkelig gestellte Nebenzeilen sich an die Hauptäste anheften. Ähnliche Wachsthumsformen bieten auch u. a. Augite, Lamellen von Magnesiaglimmer und von Eisenglanz dar. Doss beobachtete gitterähnliche Zusammengruppirungen an allerzartesten Biotitmikrolithen, indem eine grössere Anzahl höchst feiner Biotitlamellen einen als Stamm dienenden kräftigeren Mikrolith rechtwinkelig durchquert (Min. u. petr. M. XI. 1890. 30). Hierher könnte man auch die kammähnlichen Wachsthumsformen von Apatitnädelchen rechnen. Alle diese Bildungen sind denjenigen sehr nahe verwandt, welche sich künstlich durch Verdampfen von geringen Mengen einer Lösung von z. B. Salmiak, Silbernitrat, Magnesiasulfat hervorbringen lassen.

Ausserordentlich beliebt ist für die mikroskopischen Individuen mehrerer Mineralien die Nadelform oder langgestreckte, dünne Säulengestalt. H. Vogelsang hat für diese Gebilde die sehr passende allgemeine Gruppenbezeichnung Mikrolith in Vorschlag gebracht, welche rasch vielfache Anwendung fand (Philos. d. Geol. 1867. 139). In vielen Fällen lässt es sich mit grösster Sicherheit feststellen, welchem Mineral der Mikrolith angehört, und alsdann kann man sich der genaueren Bestimmung Feldspath-Mikrolith, Hornblende-Mikrolith, Augit-Mikrolith, Sillimanit-Mikrolith u. s. w. bedienen. Andererseits ist bei manchen nadelförmigen Gebilden dieser Art die Zurechnung zu einem makroskopisch bekannten Mineral nicht mit genügender Gewissheit möglich, sei es weil dieselben zu arm an charakteristischen Eigenthümlichkeiten sind, sei es, weil sie vielleicht überhaupt nicht makroskopisch aufzutreten pflegen. Hier, wo die nähere Bezeichnung unausführbar, stellt sich die weitere und allgemeinere »Mikrolith« als sehr brauchbar ein.

In der Ausbildungsweise als Mikrolithen tragen die Individuen gewöhnlich wenig mehr von ihrem specifischen Krystallhabitus an sich. Allesammt sind es längere und kürzere Nadeln von einer, wie es scheint, meistens rundlichen Umgrenzung und an den Enden in der Regel nicht mit Krystallflächen versehen,

dort halbkugelartig gewölbt, flach zugespitzt oder auch rechtwinkelig abgestutzt. Je winziger die Mikrolithen sind, desto mehr ähneln sich die zu verschiedenen Mineralien gehörenden durch diese unvollkommene und unentwickelte Formgestaltung. Die Längsansicht dieser normalen Mikrolithen weist somit bei den pelluciden zwei parallele Linien auf, die an den Enden mit einander verbunden sind; manche derselben sind so schmal, dass ihre beiden Seitenränder bei geringer Vergrösserung in einen einzigen haarfeinen Strich zusammenzufallen scheinen, und erst bei stärkerer sich der eigentliche Mikrolithenkörper zwischen ihnen zeigt. Ausser den farblosen und den verschieden gefärbten aber pelluciden Mikrolithen kommen auch ganz schwarze und undurchscheinende vor; schon vor der Einführung des Namens Mikrolith hatte man die ganz farblosen hierher gehörigen Gebilde Belonite, die ganz impelluciden schwarzen haarähnlichen Trichite genannt (F. Z., Zeitschr. d. geol. Ges. 1867. 737). Der Durchschnitt oder die obere Endigung eines vertical gestellten Mikroliths kann leicht mit einem rundlichen Körnchen, die Längsansicht eines horizontal liegenden mit der schmalen Kante eines aufrecht stehenden lamellaren Täfelchens (und umgekehrt) verwechselt werden.

Die Mikrolithen sind gleichfalls allerhand Abweichungen in ihrer äusseren Gestaltung unterworfen: bald erscheinen diese Nadeln an einem oder an beiden Enden etwas keulenförmig verdickt, oder pfriemenförmig zugespitzt, gabelartig in zwei Zinken ausgezogen, oder fein eingesägt und gefranst, auch wohl in der Mitte sanduhrähnlich eingeschnürt; bald sind sie nicht geradgezogen, sondern schwächer oder stärker hakenähnlich gekrümmt, einfach oder gar wiederholt im Zickzack geknickt, schleifenförmig verdreht oder pfropfenzieherartig geringelt; bald wird es durch die abwechselnde Verdickung und Verdünnung eines und desselben Mikroliths ersichtlich, dass er durch die Vereinigung mehrerer linear an einander gereihter rundlicher Körnchen entstanden ist, weshalb diese Mikrolithen dann den später zu erwähnenden Longuliten ähnlich werden; oft sind lange und dünne Mikrolithen in mehrere hinter einander gelagerte kurze Gliedchen aufgelöst. Doch sind solche Gestaltungen immerhin nur Ausnahmen gegenüber den regelmässig in der einfachen Nadelform gewachsenen Mikrolithen.

Die ganz dünnen und winzigen Mikrolithen müssen eine viel lichtere Farbe an sich tragen als die grössern Krystalle desselben Minerals, und so geschieht es denn, dass z. B. sehr kleine und feine Mikrolithen von dunkelgrüner oder gelbbrauner Hornblende und Augit so blass gefärbt sind, dass sie fast ganz farblos und wasserklar erscheinen. Die Mikrolithen sinken zu den allerkleinsten Borstchen und Stachelchen herab, zu Gebilden, deren Länge nach wenigen Tausendstel, deren Dicke nach Zehntausendstel Millimeter gemessen wird. Und doch hängen alle diese nach der Grösse und alle jene oben erwähnten nach der Ausbildung abweichenden Formen durch in jedweder Richtung verfolgbare Zwischenstufen auf das allerinnigste mit einander zusammen. Die allerwinzigsten Mikrolithen doppeltbrechender Körper vermögen oft nicht das Licht erkennbar zu pola-

risiren; die deutliche optische Wirkung der kräftigeren erweist indess, dass jene Indifferenz nur Folge der ausserordentlichen Kleinheit ist.

Feldspathe, Hornblende, Augit, Apatit, Rutil, Sillimanit sind Mineralien, welche u. a. in Gesteinen vorzugsweise gern in Mikrolithenform auftreten. Die regulären Krystalle, wie Granat, Nosean besitzen vermöge ihres isometrischen Aufbaues keinerlei Neigung zu einer solchen Ausbildungsweise, desgleichen diejenigen Mineralien nicht, welche wie Glimmer, Eisenglanz, auch makroskopisch in lamellarer Tafelgestalt zu erscheinen pflegen. Die Mikrolithen, und zwar sowohl die pelluciden als die impelluciden, aggregiren sich z. B. in den Glasgesteinen sehr vielfach zu zierlichen sternähnlichen Gruppen, welche aus drei, vier oder mitunter recht zahlreichen nadelförmigen, pfriemenförmigen, gabelförmigen Individuen bestehen; auch die schleifenartig gewundenen und geringelten Mikrolithen sind oft zu mehreren mit einem Ende vereinigt, während die anderen Enden nach verschiedenen Richtungen rankenähnlich abschweifen, so dass Gestalten entstehen, die an eine vielbeinige Spinne erinnern. Manchmal hat ein fremder Mineralkörper, z. B. ein Magneteisenkorn als Ansatzpunkt für die rund herum versammelten mikrolithischen Individuen gedient. Fadenförmige oder strahlenähnliche Mikrolithen finden sich bisweilen so aggregirt, dass ihre Vereinigung wie ein in der Mitte eingeschnürtes Ruthenbündel oder eine Strohgarbe aussieht, wobei dann die Enden sich in divergirende Fasern auflösen. Ferner erfolgen ährenähnliche Aggregationen der Mikrolithen, indem zwei Reihen ganz kurzer Keilchen oder Nädelchen unter einem rechten oder spitzen Winkel entweder direct zusammenstossen oder wie an eine Spindel sich an eine in der Mitte befindliche längere und kräftigere Mikrolithen-Nadel zu beiden Seiten anheften, welche wohl auch, einem Stiel zu vergleichen, sich noch eine Strecke weit nackt und frei fortsetzt. Oder es werden farnkrautähnliche Gebilde dadurch hervorgebracht, dass um ein kräftigeres prismatisches Individuum als Axe fein gekräuselte und gelockte, fadenförmige mikrolithische Wimperchen herumsitzen und dieser Ansatz den einen Theil des Stengels nackt und frei lässt und sich an dem anderen Ende desselben zu einer manchmal gewundenen Spitze verschmälert.

Es muss hier besonders hervorgehoben werden, dass man von der oben angeführten und im Vorstehenden festgehaltenen, hinreichend genauen Begriffsbestimmung der Mikrolithen, wie sie ursprünglich von H. Vogelsang gegeben wurde, im Laufe der Zeit unnöthiger und verwirrender Weise abgewichen ist. Rosenbusch benutzte (Mikr. Physiogr. d. Mineralien 1873. 24) die Bezeichnung anfänglich, ohne ihres Urhebers zu gedenken, überhaupt für mikroskopische Krystalle, also ohne Beschränkung auf die Nadelform, nennt mithin ausdrücklich die mikroskopischen Lamellen im Hypersthen, kurze gedrungene Quarzkrystalle im Heulandit Mikrolith; später (Mikr. Physiogr. Mass. Gest. 1877. 74) will er wieder anders unter Mikrolithen nur solche kleinste Kryställchen verstanden wissen, welche »ihrer Species nach nicht bestimmbar sind«; auch in der II. Aufl. des erst genannten Werkes (1885. 34) wird kein Gewicht auf die Form gelegt. E. Cohen sieht gleichfalls bei der Bezeichnung Mikrolith von der Form der Ge-

bilde gänzlich ab und verlangt nur eine solche Kleinheit, dass sie sich bei passender Lage im Dünnschliff als ringsum ausgebildete Individuen, nicht in Schnitten darstellen; auf die mineralogische Bestimmbarkeit oder Unbestimmbarkeit scheint es ihm dabei, im Gegensatz zu Rosenbusch, nicht anzukommen (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 95). Er ist wohl nicht im Recht, wenn er glaubt, dass Vogelsang nur solche nadelförmige Kryställchen im Sinne hatte, deren mineralogische Natur sich nicht mit genügender Sicherheit feststellen lässt. Es dürfte gar kein Grund vorhanden sein, die ursprüngliche vortreffliche Definition Vogelsang's zu verändern.

In gewisser Beziehung zu den Mikrolithen stehen die Krystalliten. Als solche bezeichnet H. Vogelsang, welcher über deren genetische und morphologische Verhältnisse zuerst eine Reihe höchst wichtiger Mittheilungen gemacht hat, »alle unorganischen Producte, in denen man eine regelmässige Anordnung oder Gruppirung erkennt, Gebilde, welche übrigens weder im Grossen und Ganzen noch in ihren isolirten Theilen die allgemeinen Charaktere krystallisirter Körper zeigen, namentlich nicht polyëdrischen Umriss«. Die Krystalliten sind also keineswegs als unvollkommen begrenzte, missgestaltete oder rudimentäre Krystalle zu betrachten, welche z. B. ihrerseits in den optischen Eigenschaften mit den normal ausgebildeten übereinstimmen. Vielmehr bezeichnen sie ein unter ausnahmsweisen Verhältnissen eintretendes Zwischenstadium zwischen dem amorphen und krystallinischen Zustand der Körper, einen vorkrystallinischen Zustand, aus welchem der directe Übergang in deutlich individualisirte Krystalle stattfindet; dieser Übergang erscheint aber nur als ein einziger nicht näher zu definirender Moment. Manchmal von makroskopischen Dimensionen sind die Krystalliten doch vorwiegend mikroskopische Gebilde, deren feinere Bauweise nur mit stärkerer Vergrösserung im Dünnschliff zu erforschen gelingt.

Künstliche Schlacken, daneben auch natürliche Gläser sind diejenigen Massen, in welchen die Gestaltung und Aggregation der fertigen Krystalliten vorzugsweise beobachtet werden kann, da hier das umgebende, einst zähflüssige Medium die Formentwicklung der durch Differenzirung des Magmas entstehenden Ausscheidungsproducte hemmte und sie gewissermassen nicht über das Anfangsstadium hinauskommen liess, dessen verschiedene Entwicklungen der Untersuchung aufbewahrt sind. Sinnreich und glücklich suchte Vogelsang ähnliche genetische Verhältnisse bei einem Fundamentalversuch künstlich herbeizuführen, indem er eine Mischung von zwei Lösungen bereitete, von denen die eine aus Schwefel in Schwefelkohlenstoff, die andere aus Canadabalsam ebenfalls in Schwefelkohlenstoff gelöst bestand. Verdunstet ein Tropfen einer solchen Mischung auf einem Glastäfelchen u. d. M., so wird die Masse immer dickflüssiger, und es lassen sich, während der Schwefelkohlenstoff entweicht, bequem sämmtliche in dem hemmenden Medium des Balsams vorgehende Erscheinungen wahrnehmen.

Als Globuliten bezeichnet Vogelsang jene kleinen, amorphen und optisch isotropen sphäroidalen Gebilde, welche die primitive Form darstellen, in der ein krystallisationsfähiger Körper sich aus einem Medium ausscheidet, welches ihm einen gewissen Widerstand entgegensetzt. Die Globuliten sind in jenem Versuch

anfangs übersättigte Tröpfchen der Schwefellösung, welche durch Verdunstung immer mehr das Lösungsmittel verlieren und schliesslich starr werden. — Strömungen in der noch eine hinlängliche Beweglichkeit besitzenden Lösung führen die Globuliten zu ganz regellos geballten Anhäufungen, Cumuliten genannt, zusammen. Die Globuliten reihen sich aber auch mitunter durch gegenseitige Anziehung in einer linearen oder etwas gekrümmten Richtung kettenförmig an einander und erzeugen so die einfachste Form zusammengesetzter Krystalliten, die sogenannten Margariten. Ein höherer Grad der Krystalliten-Entwickelung gibt sich in der bei den Schwefelpräparaten sehr wohl zu verfolgenden Erscheinung kund, dass die Globuliten sich nicht nur nach einer Direction, sondern nach verschiedenen Richtungen regelmässig vereinigen, welche einander unter bestimmten Winkeln schneiden. Während beim Schwefel die isolirten Globuliten, wie erwähnt, optisch isotrop sind, stellt sich mit ihrer Zusammengruppirung im Allgemeinen die Doppelbrechung ein, obschon die aneinander gereihten sphäroidalen Individuen selbst als solche keineswegs regelmässigen Umriss zeigen; indess je unvollkommener diese zusammengesetzten Krystalliten sind, desto schwächer ist ihr Polarisationsvermögen.

Die rundlichen Globuliten treten nun auch, nach einer bestimmten Richtung sich direct aneinanderreihend und gewissermassen in einander verschwimmend zu länglichen Nadeln zusammen, welche ebenfalls noch nicht polyëdrische Umrisse besitzen; solche cylindrische, zapfenförmige oder spitz conische Gebilde mit nicht kantiger und winkeliger, sondern abgerundeter Oberfläche und mitunter zugespitzten Enden, welche nach ihren Charakteren zu den Krystalliten gehören, nennt Vogelsang Longuliten. Bisweilen lassen dieselben noch eine Gliederung aus den linear zusammengetretenen rundlichen Globuliten erkennen, oft sind sie aber auch derart zu Gestalten mit geradlinigen Seitenrändern verflossen, dass man ohne jene Zwischenglieder ihre Entstehung nicht ahnen würde.

Die Versuche mit Schwefel ergaben noch schliesslich die merkwürdige Erscheinung, dass die Globuliten in wirkliche Krystalle transformirt werden. Sofern die innere Molekularbewegung der Globuliten noch den äusseren Widerstand des Canadabalsams genugsam überwinden kann, und diese ursprünglich flüssigen Kügelchen nicht als solche zu erstarren brauchen, verwandeln sie sich im Moment der Solidification, namentlich bei der durch die Strömungen bewirkten Herannahung an einen bereits fertigen Krystall, plötzlich in die primitive Pyramide des rhombischen Schwefels; derlei kleine Schwefelpyramiden schiessen dann auch in linearen Reihen aneinander.

Zu allen von Vogelsang in seinen künstlichen Schwefelpräparaten beobachteten Krystallitenformen finden sich die ausgezeichnetsten Analogieen sowohl in den künstlichen Schlacken, als auch, was an dieser Stelle von Belang ist, in natürlichen Silicatgesteinen, inbesondere den glasigen und halbglasigen Modificationen derselben, da hier die vollständige Individualisation der Ausscheidungsproducte in einer ähnlichen Weise, wie bei jenen Experimenten, durch das umgebende Magma, welches zu erstarren bestrebt ist, verlangsamt und gehemmt wird.

Rutley versuchte eine auf die formelle Erscheinungsweise gegründete Gruppirung der im Vorstehenden erwähnten Rudimentärgebilde zu geben, wobei er diese sämmtlich unter dem Begriff der Krystalliten zusammenfasst und auch noch mikrolithische und sphärolithische Formen damit vereinigt. Er möchte unterscheiden: 1) Primitivstadium: Globulit, Margarit, Clavalit (an beiden Enden knotig verdickter Longulit), Longulit, Spiculit (= Belonit), Bacillit (Bündel von parallel gelagerten Longuliten). 2) Sphärolithisches Stadium: Cumulit, Sphärolith, Axiolith, Globosphärit, Trichit. 3) Setulitisches Stadium: Scopulith (besen-, kamm- und farnähnliche Gestalten, z. B. in dem arraner Pechstein). 4) Chiasmolithisches Stadium: Arculit (vier an einander gelagerte gekrümmte Hauptrippen mit der Concavität nach aussen, hierher auch $\frac{1}{2}$ Arculit, $\frac{1}{4}$ Arculit), Furculit (ein Stamm mit je vier flachwinkelig angesetzten gabelförmigen Ausbreitungen an den beiden Enden), Crenulit (leistenförmige oder in der Mitte taillenartig beschaffene Mikrolithen mit dichotomen, eingekerbten oder treppenähnlich eingetieften Enden), biconcaver Rotulit (biconcave runde Scheiben, manchmal einander rechtwinkelig durchwachsend, nur in künstlichen Gläsern beobachtet). Gegen diese Gruppirungsweise der Formen und ihre Vereinigung unter dem Namen Krystalliten lassen sich manche Bedenken erheben.

Vgl. über die Krystalliten:

H. Vogelsang, Sur les cristallites, Archives Néerlandaises V. 1870; VI. 1871; VII. 1872. — Die Krystalliten; nach dem Tode des Verf. herausgegeben von F. Zirkel. Bonn 1875.

H. Behrens, Die Krystalliten. Mikroskopische Studien über verzögerte Krystallbildung. Kiel 1874.

O. Lehmann, Über das Wachsthum der Krystalle, Zeitschr. f. Krystallogr. I. 1877. 453.

Frank Rutley, Notes on crystallites, Mineralog. Magaz. IX. 1891. 261.

Während die vorstehend erwähnten Gestaltungen als ursprünglich so gebildete Wachsthumsformen gelten müssen, kommen in manchen Gesteinen gar nicht selten Zerbrechungen von Krystallen und damit verbundene Verschiebungen ihrer Theile gegen einander vor, Störungen in dem Regelmaass der formellen Ausbildung, welche ohne Zweifel durch eine spätere mechanische Einwirkung auf bereits fest gewordene und fertige Individuen veranlasst wurden. So weisen, um zunächst einige makroskopische Beispiele anzuführen, Orthoklase in Graniten des Fichtelgebirges die deutlichsten, seit langer Zeit bekannten Fracturerscheinungen auf (Nöggerath, Ausflug nach Böhmen 1838. 71; v. Cotta, Jahrb. f. Min. 1843. 173; Gümbel, Fichtelgebirge 1879. 134 u. s. w.), desgleichen solche im Granit von Elba (Fournet, Bull. soc. géol. (2) XVII. 1860. 285), im Quarzporphyr von Niemberg bei Halle (Laspeyres, Z. geol. Ges. XVI. 1864. 390) und von Ilmenau (v. Fritsch, ebendas. XII. 1860. 113); ausgezeichnet sind die Brüche der wiederverkitteten Sanidintafeln im Trachyt des Drachenfels im Siebengebirge; zerbrochen sind so z. B. in Graniten und Pegmatiten u. a. noch: fusslange Berylle (unzähligemal gebrochen und durch Quarz verkittet) bei Moss in Norwegen nach Kjerulf, Beryll von Monroe in Connecticut und von St. Roque in Argentinien (letzterer verkittet bald durch Quarz, bald durch kleinkörnigen Granit, zufolge Stelzner in Min. Mitth. 1873. 221), Turmalin

von Berzet in der Auvergne (v. Lasaulx, N. Jahrb. f. Min. 1874. 252), Apatit von Heidelberg, Aeschynit von Miask; Aegirin (Akmit) liegt nach Brögger (Siluretagen 2 und 3. 1882) zerbrochen im Syenit von Klep bei Porsgrund in Norwegen u. s. w. Diese zerbrochenen Krystalle dürfen keineswegs etwa mit einer ursprünglichen, verkrüppelten, im regelrechten Wachsthum gehemmten Missbildung verwechselt werden. Die Bruchfläche selbst ist dabei gewöhnlich ganz rauh und splitterig ausgezackt, die beiden (oder vielen) Bruchstücke liegen entweder noch ziemlich nahe nebeneinander, mitunter blos etwas gegenseitig verrückt und durch Gesteinsmasse getrennt, wobei dann die beiden Fracturlinien auf einander passen, oder es zeigt sich nur das eine Fragment, während das zugehörige in der Nähe nicht aufzufinden ist. Das ganze Phänomen ist überhaupt im mikroskopischen Maassstabe weit verbreiteter als man auf Grund der früheren blos makroskopischen Erfahrungen glauben durfte; Quarze, Olivine, Feldspathe, Hornblenden, Augite, Apatite, Leucite, ja Magneteisenkörner zeigen dasselbe ungemein häufig als mikroskopische Individuen; Porphyrgesteine gibt es, bei welchen sogar die meisten wenigstens der kleineren Krystalle in unverkennbarer Weise blosse Bruchstücke sind; Quarzkrystalle sind hier in Dutzende von Stücken zersprengt und so weit nach abweichenden Richtungen auseinander gedrängt, dass die Entfernung von zwei einstmals verbunden gewesenen Fragmenten grösser ist als die von Bruchstücken verschiedener Individuen, oder dass man überhaupt den ursprünglichen Zusammenhang der Stücke nur selten oder gar nicht ermitteln kann; bisweilen gelingt es allerdings durch richtiges Heraussuchen wie bei einem Geduldspiel das Individuum in der Idee zu reconstruiren. Es ist übrigens leicht verständlich, dass solche Zerbrechungen mehr die säulenförmig und tafelförmig als die körnig ausgebildeten Individuen betroffen haben. Bisweilen werden die Brucherscheinungen dadurch besonders deutlich, dass der ursprüngliche Krystall von einer peripherischen dunkeln Randzone umsäumt war, welche nach der Zertrümmerung an der Begrenzung der Fragmente natürlicherweise überall da fehlt, wo Fracturlinien vorliegen. Biegsame Mineralien wie Glimmer zeigen, den mechanischen Beeinflussungen ausgesetzt, mehr Verbiegungen, Stauchungen, Aufblätterungen anstatt eigentlicher Zerbrechungen.

Auch in krystallinischen Schiefern sind vielfach grössere zerbrochene Krystalle bekannt geworden, z. B. Granat im Glimmerschiefer von Falun, Staurolith im Glimmerschiefer von Goldenstein in Mähren (durch Quarz verkittet nach Roth), von Litchfield in Connecticut, von Boua in Algier (nach Groth); Turmalin im Gneiss von Krageröe (Weibye, Jahrb. f. Min. 1846. 290), von Elterlein und Annaberg im Erzgebirge (nach Sauer und Schalch), Andalusit, oft in 6—10 Glieder zerstückelt im Glimmerschiefer von Waldheim in Sachsen (nach Dathe), Rutil im Gneiss von Marienberg (nach Schalch) und vom Kreuzkogl bei Gastein (nach Roth), Beryll im Gneiss vom Rathhausberg bei Böckstein (nach Roth), Apatit in krystallinischen Schiefern aus Ottawa Co. in Canada (Am. journ. of sc. XVII. 1879. 412), Orthoklas im Phyllitgneiss des Glasbergs bei Waldsassen (Kalkowsky, N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 10) u. s. w. In derselben Weise beobachtet

man gleichfalls mikroskopische Vorkommnisse dieser Art in den Dünnschliffen jener Gesteine.

Diese im Vorstehenden erwähnten mechanischen Deformationen der Gesteinsgemengtheile werden hervorgebracht: 1) in den sich verfestigenden Eruptivgesteinen durch die Bewegungen innerhalb des noch plastischen Magmas und ihre mechanische Wirkung auf bereits darin solidificirte Individuen. In diesem Falle kommen die zerstückelten Krystalle vorwiegend in solchen massigen Gesteinen vor, in denen auch die später zu erwähnende sog. Mikrofluctuationsstructur besonders deutlich ausgebildet erscheint und die Hin- und Herbewegung des Magmas verkündet. Anstatt eigentlicher Zerbrechungen kann in Eruptivgesteinen bei relativ früh zur Festwerdung gelangten Gemengtheilen auch wohl durch magmatische Einwirkung eine randliche Zerbröckelung eintreten, wobei die einzelnen Theilchen, gegenseitig in verschiedener Lage befindlich, verschieden chromatisch polarisiren, wie dies z. B. bei Olivinen in Basalten wahrgenommen wurde. — 2) In sämmtlichen bereits verfestigten Gesteinen, Massengesteinen und krystallinischen Schiefern durch den Gebirgsdruck und orogenetische Vorgänge, in Verbindung mit den damit zusammenhängenden innerlichen Verschiebungen; hierdurch werden oftmals vollständige Zertrümmerungen der Gemengtheile hervorgebracht (vgl. den Abschnitt »Veränderungen der Gesteine«). —

In porphyrischen Eruptivgesteinen sind gewisse grössere Krystalle neben den mechanischen auch von Deformationen chemischer Art betroffen worden, wenn das diese älteren Ausscheidungen noch umgebende (gluthflüssige) Gesteinsmagma in Folge einer Veränderung in der chemischen Zusammensetzung oder in dem physikalischen Zustande eine Beschaffenheit erlangt hatte, in welcher jene bereits festgewordenen Krystallisationen nicht mehr in der bisherigen Weise bestandfähig waren. Die dann eintretende chemische oder kaustische Reaction des Magmas auf dieselben gibt sich in einer corrodirenden und resorbirenden Abschmelzung der Contouren, einer Rundung der Kanten und Ecken, einer Aushöhlung von Buchten (wie bei Olivinen und Haüynen in Basalten und Phonolithen), oder (wie bei Hornblenden und Glimmern) ausserdem noch in einer von aussen nach innen vor sich gehenden Entstehung von krystallinischen Neubildungsproducten an den Krystallrändern kund. Durch Abschmelzung deformirte und mit Einbuchtungen versehene Olivinkrystalle in den Basalten sind dann wohl in ihren einzelnen halbinselartigen Partieen zu besonderen Krystallen weitergewachsen. — Übrigens darf ein ursprüngliches unregelmässiges Wachsthum nicht mit späteren Corrosionswirkungen verwechselt werden.

2. Innere Structur.

Nicht nur mit Bezug auf das Regelmaass der äusseren Umrisse, sondern auch betreffs der inneren Continuität und Homogenität bieten die Individuen der Gesteinsgemengtheile ausserordentlich viele Abweichungen von der normalen oder idealen Ausbildungsweise dar, welche es verlangt, dass jeder Theil des

Krystalls dieselbe chemische und physikalische Natur besitzt wie ein benachbarter.

Hierher gehören zunächst die meisten Erscheinungen der zonaren Umrindung und des Weiterwachsens.

Die längst auch makroskopisch bekannten *Umrindungen* bestehen in dem Umschlossensein eines innerlichen Kerns von einer Hülle oder mehreren derselben; dieser Schalenaufbau gibt sich gewöhnlich erst beim mikroskopischen Studium der Durchschnitte, dann aber auch als weitverbreitet und sehr detaillirt ausgebildet zu erkennen und die einzelnen Schichten liefern dabei rahmenähnliche, ineinandergeschachtelte Streifen oder Zonen. Solche zonar gebaute Krystalle sind also durch fortwährende Umlagerung, welche aber mit gewissen Unterbrechungen erfolgte, zu ihrer jetzigen Grösse gewachsen, jede schalenartige Umhüllung entspricht einer Bildungsperiode, die Grenze zwischen zweien derselben bezeichnet die Intermittenz des Wachsthumsactes. Wenn neben zonar ausgebildeten Durchschnitten eines Minerals in den Dünnschliffen auch solche vorkommen, denen Zonen fehlen, so kann dies sich einfach auch dadurch erklären, dass die ersteren von Krystallen herrühren, welche mehr oder weniger durch den Mittelpunkt getroffen wurden, die letzteren dagegen Schnitte sind, welche durch den äussersten Theil eines Krystalles gehen. — Bei diesen Umrindungen kann es sich um verschiedene, insbesondere um folgende drei Fälle handeln:

a) Kern und Schalen sind *krystallographisch und chemisch identisch*; alsdann wird der Gegensatz zwischen den einzelnen auch gleichgefärbten Zonen meist nur dadurch ersichtlich gemacht, dass Partikel fremder Substanz, welche während des successiven Wachsthums die jedesmalige Oberfläche bestäubten, auf der Grenze zwischen jenen abgelagert erscheinen, wie dies z. B. bei Leucitdurchschnitten vorkommt.

b) Kern und die einzelnen Schalen sind *krystallographisch isomorph*, aber *chemisch* mehr oder weniger verschieden oder wenigstens *nicht identisch*, deshalb auch, wo gefärbte Mineralien vorliegen, durch das wechselnde Eintreten von Bestandtheilen etwas verschieden gefärbt. Diese Erscheinung, bei welcher die einzelnen isomorphen Schichten oft so fein ausfallen, dass sie nur wenige Tausendstel Millimeter in der Dicke messen, kommen ausgezeichnet bei gefärbten Augiten, Hornblenden, Granaten, Turmalinen, Biotiten, Zirkonen vor, auch gehört hierher die Umwachsung von Epidot um Orthit, die von Muscovit um Biotit. An den Durchschnitten von millimeterlangen Augitkrystallen sind bisweilen an hundert einzeln einander umhüllende isomorphe Zonen mit wechselnden Tönen des Grüns zu zählen, bei den Turmalinen wechseln bräunliche und bläuliche Schichten zierlich mit einander ab. Alle diese Erscheinungen verweisen offenbar auf Veränderungen in der Beschaffenheit derjenigen Substanzen, aus welchen der wachsende Krystall sich ausschied; bei den Gemengtheilen der Eruptivgesteine ist die Zonarstructur die Folge der zeitlich verschiedenen chemischen Zusammensetzung des Magmas. Während die einzelnen Schichten gewöhnlich einen unter einander und mit den äusseren Contouren des ganzen Krystalls

parallelen Verlauf haben, so dass man, wenn durch diesen oder jenen Vorgang die äussere Krystallform verstümmelt sein sollte, dieselbe aus der Zonenstructur wieder in Gedanken reconstruiren darf, gewahrt man hin und wieder wohl auch an den Schnitten einen anders begrenzten Kern, dessen Kanten und Ecken bei der fortschreitenden Vergrösserung, den krystallographischen Gesetzen entsprechend, durch Flächen ersetzt wurden und umgekehrt. Doch kann ein solcher Anblick z. Th. auch bei einer vollkommen formellen Übereinstimmung der einzelnen Zonen dadurch herbeigeführt werden, dass der Schnitt so gerichtet ist, dass gewisse Flächen der inneren Zonen nicht mehr mitgetroffen wurden. — Bemerkenswerth ist ferner, dass, wie das polarisirte Licht erweist, die einzelnen isomorphen Schalen nicht allemal übereinstimmende optische Beschaffenheit besitzen: an Durchschnitten durch Sanidin und Augit z. B. beobachtet man oft, dass die rahmenähnlichen Zonen desselben Individuums eine etwas verschiedene chromatische Polarisation oder abweichende Auslöschungsschiefe aufweisen, was, da die Dicke des Schnitts und die morphologische Orientirung dieselbe ist, nur auf kleine Schwankungen in der Lage der optischen Axen, in dem Werth und der Lage der Elasticitätsaxen zurückzuführen ist, die ihrerseits vermuthlich mit Differenzen in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Lagen zusammenhängen. Bei den isomorph geschichteten farblosen Plagioklasen wird der Zonenbau in erster Linie durch die abweichende Auslöschungsschiefe der einzelnen Schichten kenntlich gemacht. Bei zonarem Aufbau aus verschiedenfarbigen isomorphen Schalen kann auch der Pleochroismus der einzelnen wechseln. Merkwürdig ist die von den Durchschnitten der Plagioklase oft, denen der Augite bisweilen dargebotene Erscheinung, dass die polysynthetische Zwillingsbildung und Schalenstructur neben einander bestehen und die parallelen Zwillingslamellen ganz ungestört durch die concentrischen Schalen hindurchgehen. — In einem gewissen Sinne gehört zu der isomorphen Schichtung auch die Erscheinung, dass das Weiterwachsen in der isomorphen Mischung nicht allseitig peripherisch, sondern nur einseitig geschah, wie es z. B. bei den Turmalinen der Fall, welche in der Richtung der Verticalaxe verschiedene Färbung zeigen. — Späterer Zuwachs von isomorpher aber doch substantiell nur wenig verschiedener Substanz füllt auch die Lücken und Einbuchtungen der an den Enden ruinenähnlich eingetieften oder sanduhrförmig eingeschnürten Wachsthumsformen, z. B. der Augite, Staurolithe, Chloritoide aus. — Andeutungen einer isomorphen Schichtung können auch gegeben sein durch zonare Einlagerung von Interpositionen, sowie durch die Erscheinung, dass einzelne scharf begrenzte und genau den Umrissen folgende Theile eines Krystalls verändert oder zersetzt, andere dagegen weniger verändert sind oder noch ganz frisch blieben; in diesem Falle liegt die Annahme nahe, dass die abweichend sich verhaltenden Partieen auch ursprünglich von etwas differenter Beschaffenheit waren; Beispiele bieten Orthoklase, Biotite.

c) Kern und Schalen sind k r y s t a l l o g r a p h i s c h u n d c h e m i s c h a b w e i c h e n d, aber es ist das Zusammenfallen gewisser ausgezeichneter Flächen oder Spaltungsrichtungen gestattet; hierher gehören z. B. die primären Umrindungen

von Hornblende um Augit, die von monoklinem Pyroxen um rhombischen Bronzit oder Hypersthen, die durch G. Rose schon beschriebenen von Plagioklas um Orthoklas.

Wenn die im Vorstehenden besprochenen Erscheinungen der Umrindung sich zum Theil schon als eine successive Vergrösserung des Individuums bekunden, so verdienen noch einige besondere Vorgänge des *Weiterwachsens* eine speciellere Hervorhebung.

Bei den Erstarrungsprocessen der Eruptivgesteine können zur frühen Ausscheidung gelangte Mineralindividuen eine durch das Magma bewirkte Corrosion erfahren und die so entstandenen deformirten Partikel alsdann in einer mehr oder weniger übereinstimmenden Weise weiterwachsen; so z. B. sind in Basalten grüne corrodirte Augite, welche als Kerne für weiteren Ansatz dienten, als braune Augite weitergewachsen.

In Eruptivgesteinen kann es auch geschehen, dass fremde feste, davon aufgenommene Mineralbruchstücke innerhalb des Magmas weiterwachsen, wie dies z. B. von eingeschlossenen Quarzkörnern in Kersantiten berichtet wird. Doss beschreibt aus Kersantiten des Plauenschen Grundes eingeschlossene Quarzkörner, umgeben von einer scharf abgegrenzten Quarzhülle, die durchspickt ist mit winzigen opaken Erzkörnchen und feinsten spiessigen Mikrolithen, aber optisch gleich orientirt mit dem eingeschlossenen Quarzkorn; hier habe nach der Abschmelzung wieder eine Vergrösserung durch neue Kieselsäure stattgefunden (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 63).

Diese beiden Vorgänge, wie überhaupt die meisten zonenförmigen Umrindungen bei den Gesteinsgemengtheilen, insbesondere denen der Eruptivmassen sind zu Stande gekommen *während* des Actes der Festwerdung der Gesteine und hängen mit demselben innig zusammen. Mancherlei Wahrnehmungen aber weisen darauf hin, dass ein ähnliches Weiterwachsen von gesteinsbildenden Mineralien auch in den *bereits verfestigten* starren Gesteinen Platz greifen kann und zwar unter Verhältnissen, dass sich diese *secundäre* Erscheinung nur auf spätere Einwirkung durchtränkenden Wassers zurückführen lässt.

Hierher gehört zunächst das Weiterwachsen von Mineralfragmenten in klastischen Gesteinen; am frühesten wurde dasselbe bekannt beim Quarz, dessen abgerundete Körner in Sanden und Sandsteinen sich mit optisch und krystallographisch übereinstimmender Rinde umgeben, welche nach aussen selbst krystallographische Form (P oder ∞P.P) annimmt (vgl. Sandstein, Quarzit). — Nach van Hise sind auch so, durch secundären Absatz von übereinstimmend orientirter Substanz, Fragmente von Feldspath und Hornblende weitergewachsen, erstere z. B. in Arkosesandstein vom Eagle River in Michigan, letztere in Conglomeraten von Minnesota (Am. journ. of sc. (3) XXVII. 1884. 399 und XXX. 1885. 231, ferner XXXVII. 1887. 385; vgl. auch Irving, U. S. geolog. survey, Bulletin Nr. 8). Bei den Feldspathen sind die inneren ursprünglichen Orthoklas- oder Plagioklaskörner durch ihre kaolinisirte Beschaffenheit und einen ihren unregelmässigen Umrissen folgenden Ferritrand charakterisirt, und umgeben von einer

klaren, allerdings auch äusserlich irregulär contourirten Zone, welche mit jenem Kern gleichmässig auslöscht und in welche sich die etwa vorhandene Zwillingsbildung desselben fortsetzt. Bei den angeführten Hornblende-Vergrösserungen sind die äusseren Umrisse der Anwachsung wiederum (auffallenderweise und im Gegensatz zu den Beobachtungen am Quarz) niemals krystallographisch begrenzt, sondern haben »a ragged outline with long projections«; Spaltung, selbst Zwillingsbildung setzt sich auch hier aus dem vorausgesetzten Kern in die Hülle fort. Im gewöhnlichen Licht sieht man bald fast gar keinen Unterschied zwischen der Substanz von Kern und Hülle, bald ist die letztere etwas lichter, aber dennoch optisch übereinstimmend. Die irregulär begrenzten Kerne sind blos durch eine anscheinende Linie markirt, welche nicht ununterbrochen und scharf verläuft, sondern aus kleinen Gasporen und Ferritpartikelchen besteht; der für den Feldspath vorhandene Gegensatz zwischen der Beschaffenheit der inneren und äusseren Substanz tritt hier nicht hervor; die gedachte Vergrösserung ist auch meist nur an den Enden der Verticalaxe, gar nicht in den anderen Richtungen erfolgt. Demzufolge ist es einigermassen zweifelhaft, ob hier von einem »secondary enlargement« der Hornblende gesprochen werden kann.

Ein ähnliches nachträgliches Weiterwachsen, wie es für Quarzkörner in Sandsteinen nachgewiesen wurde, kann aber auch bei Gemengtheilen von starren krystallinischen Gesteinen, z. B. von eruptiven Massengesteinen eintreten. Der erste, welcher die Möglichkeit eines solchen Vorgangs mehr als Vermuthung hinstellte, war wohl Becke, welcher 1883 für parallel fortgewachsene Oligoklashüllen um primäre Andesinkerne, sowie für die parallelen Krusten grüner Faserhornblende um braune primäre Hornblende der Meinung war, dass sie sich »erst bei oder nach« der Erstarrung ausbildeten, aber doch der letzteren Alternative mehr zugethan zu sein schien (Min. u. petr. Mitth. V. 170). — In dem Anorthitgabbro von St. Clément, Puy de Dôme, gewahrte A. Lacroix zerbrochene Plagioklaskrystalle und schloss aus der plötzlich wechselnden Breite der Zwillingslamellen auf ein Weitergewachsensein an den Bruchflächen (Bull. soc. min. IX. 1886. 46). — Bei trachytischen Phonolithen des böhmischen Mittelgebirges hat es dann Hibsch sehr wahrscheinlich gemacht, dass in dem Gesteinsgewebe Feldspath weitergewachsen ist, indem trübe Feldspathsäulchen an dem einen Ende einen auffallend hellen Kopf besitzen und zwar erfolgt dies nach den kleinen Lücken zu, welche durch Zersetzung des Nephelins im Gestein entstanden sind (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 250); das Auftreten der Gesteine weist darauf hin, dass ein solcher Vorgang nicht in grosser Tiefe und nicht unter hohem Druck erfolgt sei. — Weiterhin hat dann noch Judd (Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 178) einen Fall hervorgehoben, welcher seiner Ansicht nach die Thatsächlichkeit des Weiterwachsens von Feldspath im festen Gestein erweist. In einem olivinarmen Basalt von Dun-na-Ghaoithe auf Mull zeigen die Labradorite centrale corrodirte Kerne (mit Glaseinschlüssen), welche von Sprüngen durchzogen sind und Anzeichen von Kaolinisirung aufweisen; da, wo dieselben an die etwas angegriffene Glasbasis angrenzen, hat sich um diese Kerne eine schmale frische Zone von etwas aciderem

Feldspath herumgelegt, deren klarere Substanz auch Sprünge in dem Kern ausfüllt; wo der Feldspath an andere Gesteinsgemengtheile grenzt, fehlt diese äussere Zone, welche nach Judd's Erklärung aus dem Glas lange nach der Verfestigung des Gesteins entstanden ist, und zwar (was anzunehmen vielleicht nicht nöthig erscheint) in grosser Tiefe und unter hohem Druck. Minder überzeugend für das Fortwachsen nach der Verfestigung ist ein von Hyland aus einem sphärolithischen Quarzporphyr des Mourne-Gebirges beigebrachtes Beispiel, wo auch im Contact mit Glas, und nur hier, Feldspathe auf ihren P- und x-Flächen einen gleichorientirten Rahmen von Feldspathsubstanz, durchwachsen mit Quarzschmitzen, aufweisen (Proc. r. Dublin soc. 10. Febr. 1890). — In einem Pikrit von Little Deer Isle, Maine, beobachtete G. P. Merrill, dass sich verzweigende Spalten in einem Olivin, welche augenscheinlich erst zur Zeit seiner Serpentinisirung hervorgebracht wurden, erfüllt sind mit Augitsubstanz, welche, von dem benachbarten Augit ausgehend, in diese Spalten hineinragt und optisch mit jenem übereinstimmend orientirt ist: dieser Spaltenaugit, viel lichter als der andere, habe daher erst zur Krystallisation gelangt sein können, nachdem das Gestein bereits verfestigt war und der primäre Augit sei in dem starren Gestein weitergewachsen (Am. journ. of sc. XXXV. 1888. 488). — Nach Doss besitzen in den Minetten des Plauenschen Grundes nicht selten die scharf begrenzten Glimmertafeln in Längs- und Querschnitten um ihren dunkleren Rand noch kleine unregelmässige lappenförmige Ansätze von lichterer Farbe, welche stets parallel mit dem Hauptkrystall auslöschen und also in ihrer Orientirung von diesem beeinflusst wurden; der auffallende Contrast dieses kleinen unregelmässigen Glimmerzuwachses und des scharfen Randes führte ihn zu der Überzeugung, dass sich diese peripherischen Glimmerläppchen erst nach der Verfestigung der Minette angesetzt haben und secundären Ursprungs sind (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 34). — Felix Kreutz beschreibt von Józefowka in Volhynien ein grobkörniges granitähnliches Gestein (mit Graphit und Granat), in welchem unregelmässige abgerundete Körner von rothem ganz getrübtem Feldspath umschlossen werden von später gebildetem adularähnlichem farblosem Feldspath, welcher theils Orthoklas, theils Mikroklinperthit ist, übrigens auch Graphit und Biotit umschliesst (Anzeiger d. Akad. d. Wiss. zu Krakau, 1890. I. 22. Jan.).

Zu den Fortwachsungen könnte man auch die mehrfach, z. B. bei Porphyren beobachtete Erscheinung rechnen, dass Quarze, welche die das Gestein durchsetzenden Klüftchen erfüllen, von der orientirenden Kraft der Grundmasse-Quarze beeinflusst wurden, indem die einzelnen Theile eines solchen Trümchens stets genau die krystallographische Fortsetzung oder Ergänzung der jeweilig angrenzenden Grundmasse-Quarze darstellen. Auch hat sich wohl neugebildeter wasserklarer Feldspath in übereinstimmender krystallographischer Orientirung auf Spalten, welche trüben durchziehen, abgesetzt.

Eine parallele Zusammenfügung zahlreicher einzelner nadelförmiger Mikrolithen zu einem Aggregat, welches die Contouren der betreffenden Krystallsubstanz deutlicher oder roher wiedergibt, ist neben dem zonaren Schichtenbau

recht selten und kommt z. B. bei lichter Hornblende vor. Eine ähnliche Zusammensetzung grösserer Krystalle aus einzelnen individualisirten Körnern derselben Substanz ist bis jetzt in einigem Regelmaass wohl nur bei etlichen Leuciten beobachtet worden, welche aus einem Hanfwerk ikositetraëderähnlicher Körner bestehen, dessen Durchschnitt die Leucitform darstellt.

Hand in Hand mit den mechanischen Deformationen (S. 153) gehen innerliche structurelle und physikalische Veränderungen, deren Dasein sich manchmal erst im polarisirten Licht offenbart. In die Reihe dieser Erscheinungen gehören z. B.: die blos auf den Rand beschränkte breccienartige Zertrümmerung von Quarzkörnern; die Biegungen der Lamellen bei den polysynthetisch verzwillingten Plagioklas-Feldspathen, was bis zur Zerreissung der letzteren und gegenseitigen Verwerfung der zerspaltenen Theile gehen kann; die Hervorbringung natürlicher Druckfiguren bei den Glimmern; die Ausbildung von secundären Zwillingslamellen, z. B. solcher nach $-\frac{1}{2}R$ bei den Kalkspath-Individuen der körnigen Kalksteine; das Dasein der sog. undulösen Auslöschung, bei welcher innerhalb des Krystalls (z. B. von Quarz oder Feldspath) die Elasticitätsaxen eine sich stetig ändernde Lage erhalten haben, weshalb im Mineralschnitt bei der Drehung desselben zwischen gekreuzten Nicols die eintretende Auslöschung wie ein dunkler Schatten über denselben hinwegwandert (vgl. S. 58); die durch Druck herbeigeführte optische Zweiaxigkeit an sich optisch-einaxiger Gemengtheile. In einem trachytischen Gestein von Tenerife möchte Renard eine viel tiefere Polarisationsfarbe der Sanidine, ein intensives Indigoblau statt des gewöhnlichen blassen Blau, auch auf mechanische Beeinflussung zurückführen (Petrol. of oceanic isl. 1889. 7).

Die Continuität der innerlichen Raumerfüllung durch eine und dieselbe Substanz wird, wie bei den Krystallen überhaupt, so auch bei den Individuen der Gesteinsgemengtheile sehr häufig auf verschiedene Weise unterbrochen, indem dieselben sowohl mit grösseren oder kleineren Krystallen oder krystallinischen Partikeln anderer Mineralien durchwachsen, als auch mit anderen theils festen, theils flüssigen amorphen fremden Substanzen in grösserem oder geringerem Grade erfüllt, oder endlich von Poren und Hohlräumen durchzogen sind. Alle diese fremden Einschlüsse oder Interpositionen, deren Gegenwart sich zu wichtigen genetischen Schlussfolgerungen verwerthen lässt, treten ausserordentlich viel häufiger in mikroskopischem Maassstabe als von makroskopischen Dimensionen in den Gemengtheilen der Felsarten hervor.

Die Einschlüsse sind zwar häufig ganz regellos durch das Mineral vertheilt, finden sich aber doch in sehr vielen Fällen auf deutlich ersichtliche Weise an gewissen Stellen desselben besonders angehäuft, während sie an anderen Stellen sehr spärlich erscheinen oder ganz fehlen. Sie liegen nämlich vor allem bald im Centrum des Krystalls versammelt, wobei dann dessen äussere Theile einschlussarm oder einschlussfrei sind, oder, im Gegensatz zum Centrum, gerade an der Peripherie besonders reichlich, oder sie finden sich schliesslich in den Durchschnitten innerhalb einzelner concentrischer Zonen eingelagert, treten also

bei dem Schalenbau zwischen je zwei Schichten auf oder sind an gewisse derselben geknüpft. Wenn es der Fall ist, worauf Beobachtungen bei künstlichen Krystallbildungen hinweisen, dass die Einlagerungen desto reichlicher von einem Krystall aufgenommen werden, je rascher dessen Wachsthum vor sich geht, so würde die centrale Anhäufung der Einschlüsse auf eine anfangs beschleunigte, später verlangsamte Vergrösserung des Krystalls schliessen lassen, die peripherische auf den gerade umgekehrten Vorgang, und die zonare auf einen Wechsel in der Wachsthumsgeschwindigkeit.

Einschlüsse fremder krystallinischer Mineralien. Mit blossem Auge sichtbare Quarzkrystalle, Glimmerblätter, Turmalinsäulen sind in den Feldspathen z. B. der Granite seit langer Zeit bekannt, ebenfalls u. a. solche Augitkrystalle in den Leuciten der Laven, Magneteisenkörner in den Sanidinen der Trachyte. Obschon derlei krystallisirte oder krystallinische Körper in der Regel während des Wachsthumsactes des sie bergenden Minerals ganz ordnungslos und in zufälliger Stellung darin eingeschlossen wurden, gibt es doch auch manche Fälle, wo ihre innerliche Einlagerung (Interponirung) in einer gesetzmässigen Beziehung zu Form und Wachsthum des grossen Krystalls steht. Wie angedeutet, lehrt das mikroskopische Studium der Dünnschliffe, dass solche Einschlüsse von Krystallen, krystallinischen Körnern und Mikrolithen in reichlichster Fülle und einer vormals gar nicht geahnten Verbreitung in den Gemengtheilen vorhanden sind. Die Substanz mancher dunkelgefärbter Mineralien strotzt wahrhaft von innig eingemengten isolirten winzigen Magneteisenkörnchen; in den triklinen Feldspathen vieler Gesteine liegen schwarze und bräunlich durchscheinende Körnchen, Nädelchen und Täfelchen in enormer Anzahl und herabsinkend zu so kleinen Dimensionen, dass ein Theil derselben selbst bei stärkster Vergrösserung nur wie der allerfeinste Staub erscheint. Sehr zahlreiche weitere Beispiele von Einschlüssen dieser Art werden im Verlauf noch angeführt werden. Eigenthümliche Farbe, allerlei optische Erscheinungen wie Schiller, Asterismus, erhalten durch solche Interpositionen ihre Erklärung; nicht weniger auch die unter einander und von der Norm abweichenden Resultate chemischer Analysen in denjenigen Fällen, wo ein Mineral einschliesslich der fremden Interpositionen zur Untersuchung kam, sei es, weil man die Gegenwart derselben überhaupt nicht voraussetzte, sei es, weil die vorherige Entfernung derselben entweder verabsäumt wurde oder thatsächlich unausführbar war. — Ausserdem ist die grosse Verschiedenartigkeit der eingeschlossenen Kryställchen bemerkenswerth: so hat man z. B. Leucit-Individuen untersucht, welche (ausser glasigen und flüssigen Partikeln) nicht weniger als fünf verschiedene andere mikroskopische Mineralien einhüllten: grüne Augite, farblose Nepholine, blaue Haüyne, braune Granaten, schwarzes Magneteisen. Häufig ist es wegen der Kleinheit der körneligen, nadelförmigen oder lamellaren Einschlüsse schwierig oder nicht möglich, sie mit einem bekannten Mineral zu identificiren. — Die fremden Interpositionen liegen vielfach parallel dem Verlauf der Schichtenzonen eingeordnet, oder auch wohl in Richtungen, welche der Direction der krystallographischen Axen des

beherbergenden Minerals entsprechen. — Diese Erscheinungen der Interposition gehen bis zur gegenseitigen innigen und vollständigen Durchdringung zweier verschiedener Mineralien, wie sie z. B. in dem sog. Schriftgranit zwischen Feldspath und Quarz, ferner zwischen verschiedenen Gliedern der Feldspathgruppe stattfindet.

Wenn die fremden krystallisirten Körperchen während der Entstehung des Krystalls von diesem rundum in seine Masse umschlossen wurden, so müssen sie früher, als dieser schon vorhanden gewesen, oder spätestens gleichzeitig mit ihm erzeugt worden sein. So kann man mitunter aus einer Combinirung der verschiedenen Einwachsungen das gegenseitige Altersverhältniss in der Ausscheidung der einzelnen krystallisirten oder krystallinischen Gemengtheile eines Gesteins ermitteln. Dabei gibt es gewisse Gesteinsgemengtheile, wie z. B. der Apatit, Zirkon u. s. w., welche augenscheinlich in allen übrigen zugleich vorhandenen eingeschlossen vorkommen, oder andere, wie Olivin und Titanit, welche im Gegensatz zu den benachbarten sich an fremden Interpositionen selbst ausserordentlich arm erweisen; in diesen Gemengtheilen darf man daher gewiss solche sehen, welche in dem Gestein verhältnissmässig sehr früh fest geworden sind.

Die Einwachsungen fremder mikroskopischer Mineralien in grösseren krystallinischen Gemengtheilen der Gesteine besitzen noch eine besondere petrographische Bedeutung. Oft sind gewisse der leichter zersetzbaren und durch die Verwitterung angreifbaren Mineralien in den Felsarten sämmtlich mehr oder weniger stark umgewandelt und verändert. Wo dagegen mikroskopische Individuen derselben von anderen grösseren Krystallen, welche selbst der Metamorphose starken Widerstand leisten, umhüllt worden sind, da liegen sie wie in einer Antiquitätenkammer aufbewahrt, wohlgeschützt und wohlerkennbar. Sind z. B. auch in einem Phonolith die selbständigen Haüyne in hohem Grade von der Verwitterung erfasst, umgewandelt oder nicht mehr gut unterscheidbar, so legen die winzigen Rhombendodekaëder des Minerals, welche frisch und vorzüglich erhalten von dem Feldspath eingeschlossen werden, Zeugniss davon ab, dass dasselbe früher auch einen directen Bestandtheil des Gesteins ausmachte.

Rosenbusch bezeichnet der Kürze wegen das die fremden Interpositionen (Gäste) enthaltende Mineral mit dem der Zoologie entlehnten Terminus »Wirth«, dessen Zweckmässigkeit in Zweifel gezogen werden und welcher wohl Missverständnisse erzeugen kann, weil hier gar nicht der physiologische Zusammenhang besteht, welcher zu jenen Ausdrücken in der Zoologie die sehr berechtigte Veranlassung geboten hat, sondern es sich blos um einen rein mechanischen Einschlussact handelt, und weil ferner auch hier die Abhängigkeit der Existenz des sog. Gastes von dem Wirth sich nicht wiederholt.

Um die fremden festen Einschlüsse verbreitet sich mitunter, bewirkt durch den von ihnen ausgeübten Druck, in die umgebende Krystallmasse hinein ein optisch anomales Verhalten (vgl. S. 79), welches bei isotropen Mineralschnitten in jeder Stellung derselben zwischen den gekreuzten Nicols, bei doppeltbrechenden dann zur Wahrnehmung gelangt, wenn man deren Schnitte auf Dunkel einstellt.

Sabersky gewahrte z. B. in einem Turmalinquerschnitt ein gestörtes Interferenzkreuz um einen Einschluss von Zirkon. Topas der Gegend von Montebras zeigt nach Michel Lévy um Magnetiteinschlüsse Höfe mit verstärkter Doppelbrechung, aber ohne merklichen Pleochroismus, was ebenfalls wahrscheinlich auf Spannungen beruht.

Manches für die Petrographie Wichtige, allerdings fast nur auf makroskopische Verhältnisse sich Beziehende findet sich in der von der holländischen Societät der Wissenschaften zu Haarlem gekrönten dreifachen Preisschrift von Blum, C. Leonhard, Seyfert und Söchting: Die Einschlüsse von Mineralien in krystallisirten Mineralien; Haarlem 1854.

Im Vorstehenden ist vorausgesetzt worden, dass die interponirten fremden krystallinischen Partikel während des Wachsthums des umgebenden Minerals eingeschlossen wurden. Die Durchsetzung einer Mineralmasse mit anderen nicht zugehörigen krystallinischen Substanzen kann aber auch so zu Stande kommen, dass dieselben sich, wie z. B. Chloritblättchen im Augit, Epidotkörnchen in der Hornblende, erst secundär als Neubildungsproduct aus jener Mineralmasse heraus entwickeln, oder dass auf Spältchen, welche die letztere durchziehen, fremde Mineralsubstanz zum Absatz gelangt, z. B. Infiltrationen von Brauneisenstein auf Klüftchen im Quarz. Solche erst nachträglich gebildete Einlagerungen pflegt man nicht als Einschlüsse oder Interpositionen zu bezeichnen.

Judd betrachtet alle die kleinen unbestimmbaren, vielfach nadelförmigen oder lamellaren Körperchen, die so oft in den Feldspathen (namentlich Labradoriten), Hypersthenen, Bronziten, Diallagen, Hornblenden, Olivinen älterer basischer Massengesteine inneliegen, als secundär. Er stellt sich vor, dass in grosser Tiefe, in denen diese Gesteine wahrscheinlich gebildet wurden, oder unter dem Einfluss darübergedeckten Materials der Druck dem circulirenden Wasser eine solche gesteigerte Lösungsfähigkeit verlieh, dass, ähnlich den bekannten Ätzfiguren, Höhlungen von der Form negativer Krystalle längs gewissen krystallographischen Ebenen (den »Ebenen chemischer Schwäche«) entstanden, und dass in diese Höhlungen gewisse Substanzen, die aus dem Mineral selbst oder aus benachbarten Gemengtheilen ausgelaugt wurden, abgesetzt sein sollen. Diesen secundären Process, welcher fast immer verbunden sei mit einem schillernden Glanz auf den Flächen, in denen die negativen Krystalle, resp. ihre Ausfüllungen liegen, nennt er »Schillerisation«. Der Diallag sei z. B. ein zunächst nach der Hauptlösungsfläche des Orthopinakoides schillerisirter Augit, der Hypersthen ein schillerisirter eisenhaltiger Enstatit. In den die Schiller-Erscheinung hervorrufenden Einschlüssen erblickt Judd vorwiegend Opal, Hyalit, Göthit, Limonit. — G. H. Williams macht gegen diese Auffassungen eine Reihe sehr beachtenswerther Einwände geltend; er betont, dass die Erscheinung nicht bei allen Individuen desselben Minerals von derselben Localität constant ist, ja nicht einmal in demselben Handstück, beim Hypersthen von Baltimore selbst nicht in demselben Dünnschliff, wo an solchen Interpositionen reiche Individuen direct neben davon ganz freien liegen. Sodann sei die Erklärung unverträglich

mit der oftmaligen regelmässigen zonaren Gruppirung der Einschlüsse, sowie mit deren Anhäufung im Centrum, während die äusseren Zonen sehr arm oder ganz frei davon sind. Wären die Einlagerungen erst nach der Verfestigung des Minerals entstanden, so müssten sie in der That gleichmässig vertheilt erscheinen. Auch ist Judd's Angabe nicht richtig, dass — wie es mit seiner Theorie zusammenhängen würde — die einschlussreichen Mineralien dieser Art heller gefärbt und weniger pleochroitisch sein sollen, als die einschlussfreien; es waltet eben gar kein Unterschied in solcher Hinsicht ob. Weiterhin sind selbst die einschlussreichen Mineralien, in einer mit der Voraussetzung schlecht übereinstimmenden Weise, als solche immer ganz frisch, und wenn irgend eine Veränderung beginnt, sind es gerade die Einschlüsse, welche zuerst verschwinden. Manche derselben reagiren entschieden auf polarisirtes Licht, zum Zeugniss, dass sie nicht amorph sind. Williams betrachtet daher diese Interpositionen als Substanzen, welche während der Bildung der Mineralien ausgeschieden wurden, indem sie nicht fähig waren, mit in die chemische Zusammensetzung der letzteren einzugehen (Am. journ. of sc. XXXI. 1886. 34). — v. Chrustschoff bemerkt, dass die in den Diallagen der volhynischen Gabbrogesteine parallel der Querfläche eingelagerten prismatisch-nadeligen Individuen von rhombischem Pyroxen sehr häufig mitten durch die pelluciden, hier bräunlichen Lamellen im Diallag hindurchschneiden und zwar so, dass beide Hälften der letzteren ohne die geringste Ablenkung hüben und drüben einander gegenüberstehen. Demnach schossen diese Lamellen an die bereits individualisirten rhombischen Prismen zugleich mit der Diallagsubstanz an. »Wollte man mit Judd annehmen, dass diese Dinge infolge nachträglicher metamorpher Einwirkungen entstanden und Hohlraumausfüllungen seien, so wäre es auffallend, warum nicht zu beiden Seiten des rhombischen Prismas zwei unabhängige, sondern jedesmal nur ein von jenen durchschnittener Hohlraum sich gebildet habe« (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 480). Vgl. auch die Einwendungen von Lacroix im Bull. soc. franc. de min. April 1889. 143.

Neben den eigentlichen Einwachsungen eines Minerals in einem anderen kommen auch Verwachsungen und Durchwachsungen zweier vor, bei denen beide Substanzen in fast gleichem Volumen betheiligt sind, und die beiderseitigen Partikel vielfach einzeln unter einander parallele Orientirung aufweisen; z. B. Verwachsungen von Kalifeldspath mit Albit, von Feldspath mit Quarz, von monoklinen und rhombischen Pyroxenen, von Magnetit und Titaneisen; vgl. darüber die specielleren Angaben bei den betreffenden Mineralien.

Es ist nicht ausgeschlossen und wird durch manche Beobachtung wahrscheinlich gemacht, dass dergleichen Verwachsungen in einem so feinen Maassstabe erfolgen, dass sie, jenseits der Grenze der Wahrnehmung gelegen, bei stärkster Vergrösserung in den besten Präparaten nicht mehr als solche erkannt werden können, dass also submikroskopische Verwachsungen vorliegen. Eine Annahme derselben würde mehrfach auch die Resultate chemischer Analysen deuten. So z. B. fände der Natrongehalt in Orthoklasen seine Erklärung, wenn dieselben als eine submikroskopische Verwachsung von Kalifeldspath mit

Natronfeldspath betrachtet werden (vgl. Kryptoperthit). Eine aussergewöhnliche Menge von Magnesia und Eisenoxydul in Analysen monoklinen Angits würde durch eine submikroskopische Einwachsung rhombischen Pyroxens von der Formel (Mg, Fe)SiO_3 ihr Auffallendes verlieren. Natürlich dürfte man, um den Boden der Thatsachen nicht zu verlieren, zunächst nur solche Verwachsungen dieser Art für möglich oder wahrscheinlich halten, welche auch in makroskopischen oder in wohlerkennbaren mikroskopischen Dimensionon vorkommen.

Flüssigkeitseinschlüsse. Mit blossem Ange sichtbare Einschlüsse einer Flüssigkeit sind u. a. in vielen Chalcedonen aus Südamerika, Qnarzen und Amethysten von Schemnitz, vom St. Gotthard nnd von Poretta, in manchen Steinsalzen, Flussspathen, Gypsen, nicht eben selten und längst bekannt. Die in einem Hohlraum sitzende Flüssigkeit enthält gewöhnlich ein Gasbläschen, eine Libelle und bewegt sich deshalb beim Neigen der Stücke, wie diejenige einer Wasserwage hin und her. Auch nachdem Sir David Brewster nachgewiesen, dass solche Höhlungen mit Flüssigkeiten sich gleichfalls in mikroskopischer Kleinheit in manchen anderen Mineralien, (z. B. Smaragd, Beryll, Chrysoberyll, Chrysolith, Feldspath. Topas, Sapphir) finden, glaubte man zunächst noch, dass dieselben nnr in wohl ausgebildeten Krystallen, und in diesen blos spärlich und zufällig vorkommen. Erst 1858 wnrden durch Henry Clifton Sorby (in seiner für alle Zeit klassischen Abhandlung »On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks«, Quart. journ. geol. soc. XIV. 455) diese Beobachtungen über die Verbreitung mikroskopischer Flüssigkeitseinschlüsse weiter ansgedehnt, verallgemeinert und zugleich auf zwei ganz neue Gebiete gelenkt, indem einerseits die künstlich gebildeten Krystalle in dieser Hinsicht eingehend zur Vergleichung untersucht wurden und andererseits die als Gemengtheile von Gesteinen auftretenden Mineralien eine Prüfung erfuhren. Im Laufe der Zeit haben sich die Nachweise über die Verbreitung dieser Gebilde so vervielfacht, dass es nicht mehr zweifelhaft ist, eine jede Mineralsubstanz sei unter den erforderlichen genetischen Bedingungen fähig, liquide Einschlüsse und zwar selbst in reichlicher Anzahl innerhalb ihrer Masse zur Ausbildung gebracht darzubieten. So sind dieselben z. B. unter den in Dünnschliffen eine zur Untersuchung genügende Pelluciditāt erlangenden Mineralien beobachtet worden in Quarz, monoklinem und triklinem Feldspath, Nephelin und Elaeolith, Leucit, Meionit, Augit, Hornblende, Chlorit, Olivin, Topas, Cordierit, Vesuvian, Smaragd, Spinell, Sapphir, Apatit, Kalkspath, Gyps, Flussspath, Steinsalz, Kryolith, Zinnstein, Zinkblende; es ist nicht fraglich, dass dieselben ebensowohl in impellucid bleibenden Mineralien, z. B. Erzen vorhanden sind, wo sie nur nicht als solche zur Beobachtung gelangen können.

Die kleineren der mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüsse in den Mineralien sind gewöhnlich rundlich, dem Kugelrunden genähert, eiförmig, die grösseren oft auf das verschiedenartigste gestaltet, mit unregelmässigen Verästelungen und schlauchförmigen Verzerrungen. Weitaus die meisten derselben zeigen ein ganz deutlich erkennbares gewöhnlich kugelförmiges und dunkelumrandetes Gasbläs-

chen, die sog. Libelle in der Flüssigkeit. Doch ist nicht alles, was als Libelle erscheint, wirklich ein Gasbläschen in einer Flüssigkeit: in gewissen später noch zu besprechenden Fällen liegt ein Einschluss mit einer nur scheinbaren Libelle vor, indem dieses sphäroidale Gebilde hier ein Tropfen Flüssigkeit ist, der von einer Hülle ihres Dampfes oder eines anderen Gases innerhalb des Einschlussraumes umgeben wird.

Die Libelle bewegt sich sehr oft innerhalb der Flüssigkeit hin und her, bald nur unscheinbar zitternd, bald langsam von einer Stelle zur anderen wackelnd, bald auch in grösster Unruhe scheinbar sehr schnell umherwirbelnd (die anscheinende Geschwindigkeit der Bewegung vergrössert sich natürlich in dem Maasse, als die Vergrösserung des Mikroskops sich erhöht; die thatsächliche würde auch hier durch Vergleichung des wirklich durchmessenen mikrometrisch zu ermittelnden Weges und der dazu beanspruchten Zeit festgestellt; im Allgemeinen scheint die Schnelligkeit der Bewegung um so grösser zu sein, je kleiner der Libellendurchmesser ist). Diese freiwillige Beweglichkeit der Libelle ist es, wodurch der ganze Einschluss von vorn herein auf den ersten Blick in entscheidender Weise als eine Flüssigkeit charakterisirt wird. Anderen Flüssigkeitseinschlüssen ist diese selbständige Bewegung der Libelle nicht eigen. Bei einem Theile derselben kann aber eine einfache Orts- oder Formveränderung der letzteren dadurch herbeigeführt werden, dass der Einschluss einseitig erwärmt wird, indem man demselben das erhitzte Ende eines Drahtes oder Glasstabes nähert, oder durch eine feine Glasröhre einen erhitzten Luftstrom darüber wegbläst. Schon Brewster bemerkte (Edinburgh new philos. journal 1828. V. 94), dass die bewegliche Libelle seiner makroskopischen Flüssigkeitseinschlüsse in verschiedenen Mineralien immer den oberen Theil des Hohlraumes einnahm, in welchem das Liquidum sass, dass aber, wenn man mit dem Ende eines heissen Drahtes die Oberfläche des Krystalls zunächst der unteren Seite des Hohlraums berührt, das Bläschen unverzüglich und sehr schleunig dahin hinabsteigt, nach Entfernung des Drahtes aber seine frühere Lage wieder einnimmt. Dadurch ist gleichfalls die liquide Natur der eingeschlossenen Substanz gekennzeichnet.

Jene constante spontane Bewegung wird wahrscheinlich, wie dies namentlich G. W. Hawes (Amer. journ. of sc. XXI. 1881. 208) mit guten Gründen ausführte, hervorgebracht durch stetige Temperaturschwankungen, mit denen ein fortwährender Wechsel von Evaporation und Condensation verbunden ist; denn wenn ein lebhaft vibrirende Libellen enthaltendes Präparat u. d. M. in ein kleines Wasserbad gebracht und Sorge getragen wurde, die Temperatur möglichst constant zu erhalten, so hörte die Bewegung entweder ganz auf oder wurde doch erheblich schwächer. Andererseits stimmt damit die obige Angabe überein, dass es gelingt, nicht freiwillig sich bewegende Libellen durch Näherung einer Wärmequelle in eine Bewegung zu versetzen; die Evaporation findet auf der wärmeren, die Condensation auf der kälteren Seite statt (Hawes war allerdings nicht im Stande, beweglichen Libellen durch Annäherung einer Wärmequelle eine Bewegung zu ertheilen, welche durch letztere der Richtung nach bestimmt ist). Vgl. des Weiteren über

diese immerhin noch nicht ganz erledigte Frage und die Erklärungsversuche der sog. Brown'schen Molekularbewegung v. Lasaulx und Renard, Sitzungsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1874. 254.

Bei noch anderen Einschlüssen verbleibt die Libelle sowohl bei gewöhnlicher als bei erhöhter Temperatur fortwährend ganz unbeweglich; dieses indifferente Verhalten darf indessen keineswegs als ein Beweis gegen den flüssigen Charakter des Einschlusses gelten. Übrigens wird natürlich die mehr oder weniger zähe Beschaffenheit der Flüssigkeit und die Gestalt des ganzen Einschlusses überhaupt auf die Beweglichkeit an sich und ihre Geschwindigkeit von Einfluss sein. Ausserdem gibt es, wie bei den künstlich aus einer Solution gezogenen, so auch bei den natürlich gebildeten Krystallen ächte Flüssigkeitseinschlüsse, welche überhaupt keine Libelle in sich enthalten. Dass ihre Masse wirklich ein Liquidum und nicht etwa ein fester Körper sei, das muss für diese gleichwie für die zuletzt erwähnte Gruppe allemal im einzelnen Falle festgestellt werden.

Die Angabe Sorby's, dass in einem und demselben Krystall ein constantes Verhältniss zwischen dem Volumen der ganzen Einschlüsse und ihrer Gaslibellen herrsche, hat sich nicht bestätigt, und damit fallen dann auch die scharfsinnigen Folgerungen, welche er bald darauf über die Bestimmbarkeit der Temperatur, bei der die Krystalle sich gebildet hätten, gezogen hat (vgl. auch die analogen Betrachtungen von H. Clifton Ward im Quart. journ. geol. soc. 1875. 568 und die gewichtigen Einwendungen dagegen von J. A. Phillips, ebendas. 1875. 333, von Judd, ebendas. 1876. 33 und namentlich von Allport ebendas. 1876. 413). Es ist eben dadurch wohl ausgeschlossen, dass die bei dem Act der Einhüllung den Hohlraum ganz erfüllende Flüssigkeit in Folge von Temperaturerniedrigung eine Contraction erfahren und so die Libelle geliefert habe, und es bieten sich zur Erklärung der Herkunft der Gaslibelle wohl nur die beiden Möglichkeiten, dass entweder Flüssigkeit und Gas zugleich eingeschlossen worden sei, oder dass anfänglich überhaupt keine Flüssigkeit zur Einhüllung gelangte, sondern ein Gas, welches sich erst später zu einem Fluidum von geringerem Volumen condensirte.

Die grösseren mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüsse messen selten mehr als 0,06 mm im grössten Durchmesser und es finden sich alle Abstufungen der Kleinheit; die winzigsten erscheinen selbst bei 1000facher Vergrösserung nur als die allerfeinsten kaum mehr wahrnehmbaren Punkte. Sind die Wandungen, welche die liquiden Einschlüsse begrenzen, überhaupt gerade und flach, so entsprechen sie, wie bei den künstlich aus Lösungen entstandenen Gebilden meist auch den Flächen des betreffenden Krystalls. So sind die mit einem Bläschen ausgestatteten liquiden Einschlüsse im Steinsalz meist hexaëdrisch gestaltet, im Quarz gibt es solche, welche genau die Form einer hexagonalen Pyramide oder der Combination einer solchen mit dem Prisma besitzen. Ja flüssige Einhüllungen von einer den Orthoklas-Combinationen entsprechenden Gestalt wurden im Adular vom St. Gotthard beobachtet. Aber überall stehen auch hier solche scharf und wohlausgebildete, mit Flüssigkeit erfüllte »negative Krystalle« durch rohere unvollkommenere Formen mit den allerunregelmässigsten Gestaltungen in Verbindung. Es

scheint die Entstehung jener nach krystallograpischen Gesetzen gewachsener Gebilde von der Krystallisationstendenz der Mineralsubstanz selbst mehr oder weniger abhängig zu sein: in dem Bergkrystall gewahrt man sie häufig, in dem derben Quarz werden sie gewöhnlich vermisst; verhältnissmässig reichlich sind sie in dem Quarz der Quarzporphyre, welcher seinerseits so häufig Krystallgestalt angenommen hat, während sie im nicht auskrystallisirten Granitquarz kaum angetroffen werden.

Die Flüssigkeitseinschlüsse erscheinen innerhalb der Gemengtheile entweder einzeln unregelmässig durcheinander gestreut oder zu vielfach sich verzweigenden und wieder vereinigenden Reihen und Streifen versammelt, auch wohl zu Haufen und förmlichen Schichten zusammengeschaart. Sehr bemerkenswerth ist die mehrfach wahrgenommene Thatsache, dass ein Zug von Flüssigkeitseinschlüssen unter Beibehaltung seiner Richtung durch mehrere abweichend orientirte benachbarte Quarzkörner hindurchgeht. Cross beobachtete sogar in einem bretonischen Plagioklas-Pyroxen-Gestein einen solchen Zug, der ungestört durch 14 Quarze, 5 Plagioklase, 5 Titanite und 4 Pyroxene, also durch 28 Individuen nacheinander durchging (Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 376). Auch ist wohl in seltenen Fällen ein auffallender Parallelismus der Züge erblickt worden: grosse linsenförmige Quarzkörner in einem Granat-Amphibolit aus Niederösterreich enthalten z. B. nach Becke Reihen von Flüssigkeitseinschlüssen, welche senkrecht zur grössten Linsenausdehnung stehen und im ganzen Präparat parallel laufen. — Eine übergrosse Menge sehr kleiner mikroskopischer Flüssigkeitspartikel verursacht oftmals ein milchiges Aussehen der damit imprägnirten, sonst völlig klaren Mineralsubstanz, z. B. beim Quarz, Steinsalz, Kalkspath. Unter den Gesteinsgemengtheilen (und den Mineralien überhaupt) ist wohl keiner durchschnittlich reicher an solchen flüssigen Einschlüssen als der Quarz, namentlich derjenige der Granite, Gneisse, Porphyre. Sie sind stellenweise so massenhaft darin vorhanden, dass es in der That von ihnen wimmelt und dass nach einer Berechnung in einem Cubikzoll daran sehr reichen Quarzes über 1000 Millionen derselben enthalten sind. Wenn die chemische Analyse solcher Mineralien diesen Gehalt an Flüssigkeit, welche meistentheils wässeriger Natur ist, nicht oder nur theilweise ergibt, so kommt dies einerseits daher, dass beim Pulvern eine grosse Menge der Flüssigkeitshöhlungen aufgesprengt wird, und von dem darin enthaltenen und mit Luft in Berührung kommenden Liquidum ein beträchtlicher Theil verdunstet, welcher mithin gar nicht zur Berechnung gelangt. Andererseits entgeht die in den unzerstörten Poren des Pulvers befindliche Flüssigkeit wahrscheinlich nicht minder der Bestimmung, indem das fast nie fehlende Bläschen ihr Gelegenheit gibt, bei dem für die sog. Wasserbestimmung erfolgenden Glühen in der ringsgeschlossenen Höhlung sich auszudehnen, und sie so in den meisten Fällen nicht genöthigt sein wird ihre Hülle zu durchbrechen, und sich unter Decrepitation frei zu machen. Um wenigstens der ersten Fehlerquelle zu begegnen müsste man zu dem Mittel seine Zuflucht nehmen, ein Stückchen des liquide Einschlüsse führenden Minerals oder Gesteins zuvörderst abzuwägen und dann erst zu pulvern. Pfaff hat dafür einen besonderen Apparat construirt (Poggend. Annal. CXLIII. 1872. 610),

welcher es gestattet, wenigstens einen Theil des mechanisch eingeschlossenen Wassers zu ermitteln. Er untersuchte verschiedene Granite aus Schweden, Sachsen, dem bayerischen Wald, vom Ural, ferner Gneiss, Glimmerschiefer, Syenit zum Theil von denselben Localitäten, Porphyre von Kreuznach und Südtirol und bestimmte die Menge des mechanisch als Flüssigkeitseinschlüsse vorhandenen Wassers auf 0,11 bis 1,8 %. Die Proben wurden vorher geglüht und so war die Gegenwart hygroskopischen Wassers ausgeschlossen. Da es indess nicht möglich ist, das Pulvern so weit zu treiben, dass alle liquiden Einschlüsse frei gelegt werden, so wird der wirkliche Wassergehalt noch etwas grösser sein.

Übrigens scheinen die verschiedenen Mineralsubstanzen mit Bezug auf die Tendenz, flüssige Theilchen einzuhüllen, unter einander abzuweichen. Insbesondere tritt dies bei den Gesteinen hervor, deren zusammensetzende mineralische Bestandtheile bei der Entstehung der Felsart denselben physikalischen Verhältnissen ausgesetzt waren, und bei welchen gleichwohl so oft gewisse Gemengmineralien mit jenen Einschlüssen durch und durch erfüllt, andere dagegen frei oder fast ganz frei davon sind. Befremden kann eine solche Erscheinung nicht, da auch die einzelnen künstlichen Salze, wenngleich sie unter ähnlichen Bedingungen aus Solutionen krystallisiren, einen beträchtlichen Unterschied in der Anzahl der eingeschlossenen Mutterlauge-Partikel aufweisen. Verdunsten z. B. Lösungen von Alaun und Chlorkalium nicht allzu rasch bei gewöhnlicher Temperatur, so enthält das Chlorkalium nach Sorby so zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, dass es völlig weiss und impellucid erscheint, während der Alaun sehr spärliche aufgenommen hat und gänzlich pellucid ist. Dasselbe ist der Fall, wenn eine gemischte Lösung von Alaun und Chlornatrium verdunstet.

Die mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüsse in den verschiedenen Mineralien sind wohl grösstentheils ursprünglich bei der Bildung derselben auf mechanischem Wege eingehüllt worden, wenn es auch nicht ausgeschlossen ist, dass bisweilen das Liquidum erst nachträglich im Laufe der Zeit in leere, d. h. mit Gas erfüllte präexistirende Hohlräume eindrang. Über Erscheinungen, welche zu Gunsten einer solchen secundären Natur dieser Einschlüsse aufgefasst werden, vgl. später.

Von der grössten Wichtigkeit, auch für die Frage nach den genetischen Verhältnissen der Mineralien und Gesteine ist die Ermittelung der physikalischen und chemischen Beschaffenheit der Flüssigkeitseinschlüsse, eine Aufgabe, deren Lösung für gewisse Fälle schon Humphrey Davy 1822 versuchte (Philos. Transactions 1822. 367; Ann. de chim. et de phys. XXI. 132). Wohl die meisten bestehen nach den bisherigen Erfahrungen vorwiegend aus W a s s e r oder aus einer L ö s u n g v o n S a l z e n o d e r v o n G a s in vorwaltendem Wasser. Bei ihnen wird durch steigende Temperatur, durch Erwärmen des Präparats, innerhalb der Beobachtungsgrenzen das Volumen-Verhältniss zwischen Libelle und Flüssigkeit nicht merklich verändert, selbst bei Temperaturen von 120° ist keine Condensation der ganz indifferenten (aber oft lebhaft beweglichen) Libelle durch Verkleinerung derselben zu beobachten. Die in mehreren Quarzen eingeschlossene Flüssigkeit wurde z. B. von H. Davy und von Sorby als fast ganz reines Wasser

befunden, während der letztere in anderen Quarzen Flüssigkeiten untersuchte, welche oft eine sehr beträchtliche Menge von Chlorkalium und Chlornatrium, von Sulfaten des Kaliums, Natriums, Calciums, und mitunter freie Säuren enthielten. Aus dem Pulver eines Quarzstücks erhielt Sorby so viel Chloralkalien und Sulfate, dass er den Gehalt der Flüssigkeitseinschlüsse an solchen Salzen auf mindestens 15 % schätzte; 30 % konnte er nicht übersteigen, denn sonst hätten sich Krystalle in den Solutionen ausgeschieden haben müssen (Quart. journ. geol. soc. 1858. 472). — Sehr weit verbreitet scheinen diejenigen Einschlüsse zu sein, in welchen Vogelsang vorherrschend Wasser und untergeordnet (spectralanalytisch) Kohlensäure nachwies. Flüssigkeitseinschlüsse dieser Art gleichen in ihrer äusseren Erscheinung sehr denjenigen, welche aus Wasser oder aus einer Lösung von Salzen in Wasser bestehen; dieselben füllen allemal die Höhlungen aussen vollständig, ohne irgend welche Abrundung der Ecken aus, weisen ein grösseres Brechungsvermögen auf, führen eine Libelle von vollkommener Kugelform, welche einen verhältnissmässig kleinen Theil des Gesammtvolumens des Einschlusses ausmacht; bei Veränderung der Temperatur, einerseits bis — 4° hinab, andererseits bis + 110° C. hinauf verändert diese Libelle ihre Grösse nicht, und von einer Condensation derselben ist nichts zu gewahren. Vogelsang hält es für wahrscheinlicher, dass hier in den Höhlungen kohlensäurehaltiges Wasser mit einer Libelle von gasförmiger Kohlensäure vorhanden sei, als dass der Einschluss aus Wasser bestehe und flüssige Kohlensäure den als Libelle erscheinenden Kugelraum erfülle (Poggend. Annal. Bd. 137. 69).

Andere mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse sind durch die darin ausgeschiedenen würfelförmigen Krystalle, welche als Chlornatrium erkannt wurden, charakterisirt. Neben der Libelle schwimmt ein kleines, oft recht scharfkantiges, bisweilen etwas abgerundetes wasserhelles Würfelchen des Salzes in der Flüssigkeit; bei den grössten Vorkommnissen (z. B. Würfel von 0,0072 mm Kantenlänge in einem 0,035 mm langen, 0,011 mm breiten Einschluss) erblickt man auf den quadratischen Flächen dann und wann eine feine schachbrettähnliche Zeichnung durch eine den Kanten parallel gehende Streifung. Der reguläre Charakter ergibt sich daraus, dass wenn zwischen gekreuzten Nicols der die Einschlüsse führende Quarz auf Dunkel eingestellt wurde, die in den verschiedenen Stellungen befindlichen Kryställchen nicht farbig polarisirten. Dass hier in der That Chlornatrium vorliegt, wurde einmal auf spectralanalytischem Wege dargethan, indem der solche Einschlüsse enthaltende Quarz, wenn er in der Flamme zum Decrepitiren gebracht wurde, ein wiederholtes prachtvolles Aufblitzen der Natriumlinie erzeugte, welches jene Momente bezeichnete, wo eine der kleinen Höhlungen aufgesprengt wurde und ihr Inhalt in die Spectralflamme gelangte; andererseits ergab destillirtes Wasser, in welchem derselbe Quarz gepulvert worden war, mit salpetersaurem Silberoxyd einen sehr deutlichen Niederschlag von Chlorsilber (F. Z. im N. Jahrb. f. Min. 1870. 802). Die Flüssigkeit selbst ist hier aller Wahrscheinlichkeit nach eine gesättigte Lösung von Chlornatrium. — In dem Kalkspath, welcher mit lichtgrünem Glimmer gemengt, unter den vom Vesuv

ausgeworfenen Blöcken vorkommt, ferner in dem Nephelin dieser Blöcke beobachtete Sorby (a. a. O. 481) auch sehr zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse mit würfelförmigen Krystallen: er hält letztere für Chlorkalium oder Chlornatrium und das Liquidum selbst für eine gesättigte Lösung dieser Salze. Hier finden sich auch wohl mehrere Würfelchen in derselben Flüssigkeit. Als ein Nephelinfragment mit einem Einschluss, in welchem sich ein grosser und drei ganz kleine Würfelchen befanden, zu einer ganz schwachen Rothgluth erhitzt wurde, waren in dem Einschluss die kleineren Krystalle verschwunden, der grössere war gewachsen und hatte sammt der Libelle den Platz verändert, woraus sich aufs klarste ergibt, dass die Höhlung im Nephelin eben eine Flüssigkeit enthielt, und dass die Krystalle darin löslich waren. Bei starker Rothgluth entwich die sich expandirende Flüssigkeit in den Nephelin hinein, und der Salzkrystall schmolz theilweise zu einem Kügelchen. Bemerkenswerth ist es, dass die Expansion der Flüssigkeit nur dann hinreicht, die sie umgebenden Krystallwände zu zersprengen, wenn die Hitze die der Rothgluth erreicht. Die Masse der Kryställchen machte beiläufig $\frac{1}{3}$ derjenigen des Liquidums aus, oder ungefähr 4 mal so viel, als sich aus einer Chlorkaliumlösung, welche bei der Temperatur des siedenden Wassers gesättigt ist, absetzt und noch viel mal mehr, als sich aus einer solchen Chlornatriumlösung abscheidet. Daraus mag auf die hohe Temperatur geschlossen werden, welche bei der Entstehung dieser Nepheline wirksam war; denn sie ist durchaus nothwendig, um eine so beträchtliche Menge von Salz aufzulösen. Später beobachtete Sorby auch noch Einschlüsse ganz derselben Art in Smaragden: die Würfelchen lösten sich hier beim Erhitzen auf und krystallisirten beim Erkalten wieder heraus (The monthly microscopical journal, 1. April 1869. 223). — Im Quarz eines Glimmerschiefers aus dem nö. China gewahrte Schwerdt anstatt der würfelförmigen Ausscheidungen innerhalb des Liquidums ein Oktaëderchen (Z. geol. Ges. 1886. 211). In den Gesteinsmineralien haben sich die Flüssigkeitseinschlüsse mit den würfeligen Kryställchen bis jetzt fast nur in Quarzen gefunden, doch sind sie hier eine keineswegs seltene Erscheinung, indem sie z. B. im Quarz gar mancher Granite, vieler Gneisse und anderer krystallinischer Schiefer, in dem einiger Quarzporphyre, ferner in dem von Dioriten und Propyliten wahrgenommen wurden. In Einschlüssen im Quarz eines Syenitgranitporphyrs aus Nevada liegt neben den Würfelchen eine ganze Menge von allerlei fremden, mechanisch aufgenommenen Körperchen in der Flüssigkeit, blassgrüne Nädelchen und Körnchen (wahrscheinlich von Hornblende), blutrothe Eisenglanztäfelchen u. a. unbestimmbare Dinge. Judd beobachtete Würfelchen in einer für Alkalichlorid gehaltenen Flüssigkeit innerhalb des Plagioklases von Oedegården (Min. Magaz. VIII. 186). — Es ist übrigens immerhin fraglich, ob alle diese beobachteten würfelförmigen Kryställchen thatsächlich dem Chlornatrium angehören. Vogelsang war geneigt, von ihm im Quarz des grobkörnigen Granits von Johann-Georgenstadt gefundene für Quarzrhomboëder zu halten, und erwähnt, dass die Spectralanalyse weder ein Alkalimetall noch eines der Chloride erkennen liess (Poggend. Ann. Bd. 137. 265). Rosenbusch schliesst

im Gegensatz zu Sorby aus dem Umstand, dass bei 70° eine Lösung der Würfelchen begann, die mit zunehmender Temperatur rasch weiter schritt (Quarz des Granitporphyrs von Rothau), dass sie kein Chlornatrium sein könnten, weil dies den Löslichkeitsverhältnissen widerspreche. Durch keine einzige Thatsache ist die von de Chancourtois hingeworfene Meinung gestützt, »que les cristaux cubiques peuvent aussi être du fluorure de calcium« (Bull. soc. géol. (3) V. 1877. 139).

Die merkwürdigste Natur ist aber denjenigen Einschlüssen eigen, an welchen sich die flüssige Kohlensäure betheiligt, und welche sich dadurch kennzeichnen, dass schon bei einer Erhöhung der Temperatur auf ca. 32° durch die Expansionskraft der Kohlensäure die Libelle zum Verschwinden gebracht wird, worauf sie alsdann bei sinkender Temperatur in dem Einschluss wiederum zum Vorschein kommt.

Schon 1858 sprach Simmler die Vermuthung aus, dass wohl gewisse der von Brewster mehrfach in den Mineralien aufgefundenen und beschriebenen expansiblen Flüssigkeiten (s. weiter unten) liquide Kohlensäure sein dürften, weil die angeführten physikalischen Eigenschaften am meisten mit denjenigen dieses seltsamen Körpers übereinstimmten (Poggend. Annal. CV. 460). Namentlich stützte sich diese Muthmassung auf die Ähnlichkeit des so beträchtlichen Expansionsvermögens; Brewster hatte den Ausdehnungscoëfficient der Flüssigkeit zwischen 10° und 26,7° C. zu 0,01497 für 1° C. bestimmt, während derselbe nach Thilorier für die flüssige Kohlensäure zwischen 0° und 30° für 1° C. 0,015 beträgt; sodann legte Simmler auch auf den niedrigen Brechungsexponenten (1,1311) der Flüssigkeit Brewster's Gewicht. Vogelsang und Geissler haben dann 1868 zuerst für zwei Vorkommnisse, einen Bergkrystall und einen brasilianischen Topas, durch eine Reihe von ingenieusen Experimenten die wirkliche Gegenwart von eingeschlossener liquider Kohlensäure dargethan (Poggend. Ann. CXXXVII. 1869. 56 und 265). Das Liquidum besass in jenen Mineralien genau dieselben Expansionserscheinungen, welche zufolge Thilorier der flüssigen Kohlensäure zukommen, die sich, von 0° auf 30° erhitzt, im Verhältniss von 100 : 150 ausdehnt. Bei sehr langsamer Wärmesteigerung verkleinerte die Libelle sich zusehends, und in sämmtlichen Einschlüssen, welche man gleichzeitig übersehen konnte, wurde das Letzte derselben auch sehr nahezu gleichzeitig und allemal bei demselben Thermometerstande des Erwärmungsapparates condensirt. Das Letzte der Libellen verschwand unter Anwendung von Hartnack's Objectiv Nr. 4 in dem Bergkrystall bei 32°, in dem Topas zwischen 30° und 31° C. (nach Erhard und Stelzner ist diese Angabe wohl in Folge des nicht ganz vollkommenen Erwärmungsapparates etwas zu hoch). Bei 22° war das Volumverhältniss der Flüssigkeit zu der Gaslibelle etwa gleich 2 : 1, es dehnte sich die erstere also bei der Erwärmung von 22° auf 32° scheinbar wenigstens um die Hälfte ihres Volumens aus, wobei indessen die Condensation des Gases und die Volumveränderung des umgebenden Minerals nicht in Betracht gezogen sind. Bei demselben Grade, bei welchem die Libelle eines Einschlusses vollständig condensirt erschien, kehrte sie bei abnehmender Temperatur zuerst wieder sichtbar zu-

rück, um bei fortschreitender Erkaltung sich allmählich wieder zu vergrössern. Bei dem Topas wurde beobachtet, dass, wenn die Temperaturerniedrigung rasch erfolgte, sich oft mehrere Bläschen gleichzeitig oder rascher aufeinander bildeten, wodurch ein förmliches Aufwallen und Brodeln der Flüssigkeit entstand. Beim Decrepitiren des Bergkrystalls in einer besonders construirten, mit einem Spectralapparat verbundenen Vorrichtung ergab derselbe ferner das Spectrum der reinen Kohlensäure, und als darauf noch zur Controle eine grössere Menge desselben in einer Probirröhre bei Abschluss der Luft zersprengt und sodann die Röhre in Kalkwasser gehalten und geöffnet wurde, war eine deutliche Trübung des letzteren durch Abscheidung von kohlensaurem Kalk wahrzunehmen. — Zu erwähnen ist noch, dass die Flüssigkeit die röhrenähnlichen Verengungen der Höhlungen in dem Quarz bei gewöhnlicher Temperatur niemals vollständig erfüllte; sie benetzte den Quarz nicht, sondern grenzte sich stets in sphäroidaler Form nach aussen ab. Erst wenn beim Erwärmen die Libelle verschwand, füllte die Flüssigkeit die Höhlungen vollständig aus.

Nahezu gleichzeitig mit Vogelsang hat Sorby ganz unabhängig davon Versuche mit den flüssigen Einschlüssen in Sapphiren angestellt und ist auf Grund der eigenthümlichen Expansionserscheinungen derselben ebenfalls zu dem Resultat gelangt, dass sie aus liquider Kohlensäure bestehen (Proceedings of royal soc. XVII. 1869. 291. The monthly microscopical journal, 1. April 1869. 222). Die Temperatur, welche nöthig war, um das Fluidum bis zur Erfüllung der ganzen Höhlung auszudehnen, variirte von 20° bis 32° C.; bei einem Einschluss wurde das Volumen genau gemessen und es schien sich zu ergeben, dass das Liquidum, wenn es von 0° auf 32° erwärmt wurde, sich von 100 auf 152 Volumtheile ausdehnte. Ein anderer Einschluss gestattete durch den gleichmässigen Umriss der Höhlung die Ermittelung der verhältnissmässigen Expansion bei verschiedenen Temperaturen. Das Volumen der Flüssigkeit bei 0° C. zu 100 angenommen, betrug dasselbe bei

17½° 109
20° 113
25° 122
28° 130
30° . . . . . 150 (genau wie nach Thilorier für CO_2)
31° 174
32° 217

Bei 32° war die Höhlung ganz erfüllt. Wenn schon die Expansion unter 30° sehr gross war im Vergleich mit irgend einer anderen bekannten Substanz, ausgenommen Kohlensäure und Stickoxydul, so stieg doch die über 30° in einem ganz unerwarteten Verhältniss. Die Ausdehnung zwischen 31 und 32° ist 780 mal so gross, als sie dem Wasser zukommen würde. Sorby glaubt, dass der Inhalt der Höhlungen ursprünglich aus sehr stark comprimirtem Gas bestanden habe, welches sich bei der Abkühlung zu einer Flüssigkeit condensirte. Auch er beobachtete

schon, dass bei den Einschlüssen im Sapphir die Libelle bei sinkender Temperatur nicht unmittelbar in ihrer früheren Gestalt wieder hervortritt, sondern dass plötzlich unzählige kleine Bläschen erscheinen, welche die Flüssigkeit förmlich kochend aussehen lassen, und die sich dann zu einer einzigen Blase vereinigen. — Zur Beobachtung der Ausdehnungsverhältnisse bei Einschlüssen flüssiger Kohlensäure empfiehlt Alexis A. Julien ein erwärmbares Wasserbad; indem die Mikroskop-Objective in dasselbe eintauchen, sollen u. a. auch die Abweichungen in dem erkaltenden Einfluss der unteren Messingfassung bei denselben ausgeglichen werden (Journ. of americ. chem. soc. III).

Mikroskopische Einschlüsse, welche man auf Grund der an ihnen zu beobachtenden physikalischen Vorgänge als flüssige Kohlensäure betrachtet, werden in gewissen Gemengtheilen der Gesteine häufig beobachtet; so sind sie namentlich oft in Quarzen von Graniten, Gneissen u. a. krystallinischen Schiefern wahrgenommen worden; sie liegen auch in Augiten, Olivinen und Plagioklasen vieler Basalte und basaltischer Laven (F. Z., Basaltgesteine 1870. 33. 21. 60); nach Vogelsang auch im Labradorit von der Küste Labrador.

Die Art und Weise übrigens, in welcher bei diesen Einschlüssen von flüssiger Kohlensäure und Kohlensäuregas die Libelle beim Erwärmen verschwindet, kann eine verschiedene sein, was in dem eigenthümlichen Verhalten begründet ist, mit welchem Kohlensäure aus dem flüssigen in den gasförmigen Zustand übergeht. Dieselbe kann oberhalb einer bestimmten Temperatur, nämlich nach Andrews 30,92° C., nicht mehr im flüssigen Zustande bestehen, tritt vielmehr unabhängig vom Druck jederzeit als Gas auf. Diese Temperatur heisst ihr kritischer Punkt. Unterhalb jener Temperatur ist die Condensation möglich, aber die alsdann entstehende Flüssigkeit besitzt, sobald sich ihre Temperatur derjenigen des kritischen Punktes nähert, ganz besondere Eigenschaften. Sie ist nämlich in einer für Flüssigkeiten ganz ungewöhnlich starken Weise comprimirbar und erhält durch eine Temperatursteigerung ein äusserst starkes Ausdehnungsvermögen. Wenn nun eine Erwärmung der einen allseitig geschlossenen Raum nicht vollständig ausfüllenden flüssigen Kohlensäure vorgenommen wird, so nimmt in allen Fällen zunächst die Dichte des über derselben entstehenden Dampfes zu und es vermindert sich diejenige der Flüssigkeit. Weiterhin aber können, je nach dem zwischen jenem Raum und der Flüssigkeit bestehenden Volumenverhältnissen verschiedene Erscheinungen eintreten. Liegt in der flüssigen Kohlensäure eine relativ kleine Libelle von Kohlensäuregas, so wird durch die beim Erwärmen sich ausdehnende Flüssigkeit das Gas condensirt werden: die Libelle verschwindet durch allmähliches Kleinerwerden. Ist andererseits die Menge der eingeschlossenen Flüssigkeit relativ gering, die Libelle gross, so beginnt unmittelbar bei der Erwärmung die letztere sich auszudehnen und die sämmtliche Flüssigkeit wird in diese innerste Zone hinein verdampfen; in diesem Falle wird also die Libelle nicht durch Verkleinerung, sondern durch allmähliche Vergrösserung verschwinden und endlich gewissermassen den ganzen Raum einnehmen. Der eine oder der andere von den beiden Fällen kann sich aber nur dann ereignen, wenn das bis

zum Eintritt der genannten Erscheinungen durchlaufene Temperatur-Intervall noch unterhalb des kritischen Punktes blieb; wird dieser letztere durch die Erwärmung überschritten, noch bevor eines jener beiden Resultate erfolgte, so findet eine dritte Erscheinung statt und es verschwindet, sobald jener Temperaturgrad erreicht wird, plötzlich die Grenzlinie zwischen Flüssigkeit und Gaslibelle, nachdem unmittelbar vorher die Flüssigkeit eine sehr auffallende Volumvermehrung gezeigt hat; in einem solchen Falle ist daher auch eine besonders scharfe Bestimmung des kritischen Punktes möglich. Sinkt dann die Temperatur wieder bis auf den kritischen Punkt, so tritt die Libelle nicht unmittelbar in ihrer früheren Gestalt wieder auf, sondern es entstehen plötzlich mehrere zum Theil sehr zahlreiche kleine Bläschen, welche sich dann zu einer einzigen Libelle vereinigen. — Erhard und Stelzner beobachteten an Einschlüssen in einem Topas, deren Libellen unter diesem »Aufkochen« wiederkehrten, dass der kritische Punkt selbst für die in einem und demselben Präparat befindlichen ein etwas verschiedener ist; weil das plötzliche Verschwinden und Wiederkehren der Libellen bei Temperaturen erfolgte, welche zwischen 28,745° und 29,18° C. liegen, schlossen sie, dass die Füllung keines einzigen der untersuchten Einschlüsse ganz reine Kohlensäure sein kann. Da Andrews experimentell erwiesen hat, dass die Beimengung schwer condensirbarer Gase den kritischen Punkt der Kohlensäure erniedrigt, so sei es wahrscheinlich, dass die so stark expansible Flüssigkeit dieser Einschlüsse eine etwas unreine Kohlensäure sei (Min. u. petr. Mittheil. I. 1878. 450). Damit stimmen die analytischen Untersuchungen von A. W. Wright überein, welcher in ausgezeichneten (Doppel-) Einschlüssen des Rauchquarzes von Branchville in Connecticut in den erhaltenen Gasen fand: 98.33 Kohlensäure, 1,67 Stickstoff, Spuren von H_2S, SO_2, H_3N, Fl und fraglich von Chlor (Amer. journ. of sc. XXI. 1881. 209). — In einem anderen Topas beobachteten Erhard und Stelzner Einschlüsse mit relativ kleinen Libellen, welche bei abnehmender Temperatur nicht »unter Aufkochen« sondern als ein einziges rasch wachsendes Bläschen wiederkehrten (ca. um 26° C. herum); hier, wo die Erscheinungen merklich unterhalb des kritischen Punktes der Kohlensäure vor sich gehen, war auch bei dem Wiederkehren eine kleine Verzögerung gegen das Verschwinden ersichtlich, indem ersteres bei einer um 0,285°—0,38° niedrigeren Temperatur erfolgte. Nach den Untersuchungen von Berthelot dürfte dies in einer Adhäsion der Flüssigkeit an den Wandungen des Hohlraums begründet sein.

Ist nicht genug flüssige Kohlensäure vorhanden, um die Wandung des Hohlraums zu benetzen, so sammelt sie sich zu einem Sphäroid und dieser Flüssigkeitstropfen nimmt als anscheinende »Libelle« das Innerste ein, umgeben von der Zone der gasförmigen Kohlensäure. Die Grenzlinie zwischen dem umgebenden Mineral und der Gaszone wird hier viel dunkler erscheinen, als da, wo an das erstere die Flüssigkeit grenzt. In solchen Einschlüssen wird diese Libelle von flüssiger Kohlensäure beim Erwärmen wieder kleiner und verschwindet bei einer Temperatur unterhalb ihres kritischen Punktes.

Sehr bemerkenswerth ist noch das gleichzeitige Vorkommen von zwei ver-

schieden beschaffenen und unmischbaren Flüssigkeiten in einer und derselben Höhlung; da das innerste Liquidum eine Libelle besitzt, so sieht der ganze Einschluss so aus, als ob er zwei ineinander steckende Libellen besässe. Die erste Nachricht davon verdankt man Brewster, welcher berichtet, dass Höhlungen in brasilianischen Topasen zwei Liquida, beide durchsichtig und unmischbar neben einander enthalten (Edinburgh phil. journ. IX. 1823. Transact. roy. soc. Edinb. X. 1826. 407). Die dichtere Flüssigkeit, welche sich bei der Erwärmung nicht stärker als Wasser oder Öl auszudehnen scheint, hat einen Brechungsexponenten von 1,2946 (sehr viel niedriger als der des Wassers); sie nahm die Ecken der Hohlräume ein oder die engen Canäle, welche zwei oder mehrere grössere Höhlungen in Verbindung setzten und benetzt wie Wasser die Mineralwandungen. Der Luft ausgesetzt liefert diese Flüssigkeit eine gelbliche harzähnliche Substanz, welche in der Hitze nicht zu verflüchtigen, in Wasser und Alkohol unlöslich, aber unter Aufbrausen rasch in schwefeliger Säure (auch in Salpetersäure und Salzsäure) löslich ist. — Die andere seltenere war von ungemeiner Beweglichkeit, zeigte eine sehr geringe Adhäsion an den Mineralwandungen und schien in tiefen Höhlungen auf der ersteren zu schwimmen; sie hat einen Brechungsexponenten, welcher von 1,1311 (in einem sibirischen Amethyst) bis 1,2106 (Topas) variirt, und ist zwischen 10° und 27° C. 21 mal expansibler als Wasser; die darin befindliche Libelle verschwindet schon durch die Wärme des Mundes oder der Hand, indem das Liquidum bei einer Temperatur von 23°—29° C. in Dampf verwandelt wird. Der Luft ausgesetzt, breitet sich diese Flüssigkeit unter wallenden Bewegungen über die Oberfläche aus, contrahirt sich und trocknet dann ein zu einzelnen glänzenden Partikelchen oder Körnchen, welche opak erscheinen, aber doch im transmittirten Licht durchscheinend sind; bei der Annäherung eines warmen Gegenstandes, selbst der warmen Hand werden sie wieder unter Bewegungen flüssig; die Partikelchen werden in der Hitze verflüchtigt und sind ohne Brausen löslich in Schwefelsäure, Salpetersäure und Salzsäure. — Brewster glaubte, dass die beiden Flüssigkeiten Kohlenwasserstoffe seien. Die erstgenannte dichtere wurde später von Dana Kryptolinit, die zweite expansible Brewsterlinit genannt. Simmler hat es, nach Thilorier's Untersuchungen über flüssige und feste Kohlensäure (Poggend. Annal. XXXVI. 1835. 41) wahrscheinlich gemacht, dass die letztere als flüssige Kohlensäure anzusehen ist (ebendas. CV. 1858. 460).

Sorby, welcher früher schon ähnliches in gewissen Gangquarzen wahrgenommen hatte (Quart. journ. geol. soc. XIV. 1858. 473), fand zahlreiche mikroskopische Einschlüsse mit zwei Flüssigkeiten und Libelle im Beryll (Proceed. royal soc. 1869. 295. 301) und vermuthete, dass die eine Wasser, die andere liquide Kohlensäure sei. — Der Quarz (Rauchquarz) aus dem Pegmatitgang von Branchville in Connecticut enthält nach G. W. Hawes auch ganz ausgezeichnete Doppeleinschlüsse, bei denen die äussere Zone aus Wasser, die mittlere aus flüssiger Kohlensäure und die innere Libelle aus Kohlensäuregas besteht; das Volumverhältniss zwischen der flüssigen und gasförmigen Kohlensäure wechselt sehr und es kommen auch Doppeleinschlüsse vor, in denen die mittlere Zone aus Gas, die Libelle aus

Flüssigkeit besteht (Am. journ. of sc. XXI. 1881. 204); A. W. Wright hat für diese Einschlüsse sowohl die Gegenwart von Wasser als von Kohlensäure analytisch unzweifelhaft festgestellt; in dem geprüften Material konnte nach seinen Versuchen Kohlenwasserstoff höchstens in ausserordentlich geringer Menge vorhanden sein und selbst dann stammte er aller Wahrscheinlichkeit nach nicht aus den Einschlüssen sondern aus dem Rauchquarz (ebendas. 209).

In den brasilianischen Topasgeschieben vom Rio Belmonte beobachtete Vogelsang bis zu 0,5 mm grosse Einschlüsse, welche zwar auf den ersten Blick so aussehen, als ob sie ebenfalls aus zwei einander umschliessenden Flüssigkeiten (davon die innerste mit einer Libelle) beständen; indessen ist er nach vorsichtiger Erwägung eher geneigt, die äussere Zone, welche meistens nach aussen mit sehr feinen dendritischen Linien begrenzt ist, nicht für flüssig, sondern für fest zu halten und in derselben Topassubstanz von abweichender Dichtigkeit zu sehen, wie sie vielleicht durch die expansible Natur der innerlichen Flüssigkeit erzeugt sein könnte. Diese letztere, scharf getrennt, ist liquide Kohlensäure, welche nach Condensation ihrer Libelle beim Erwärmen keine Veränderung ihrer Contouren gegen die äusserste Zone hin zeigt. — An den Höhlungen, welche im Präparat durchgeschnitten worden waren, und also ihre Flüssigkeit verloren haben, findet sich nichtsdestoweniger noch jene äussere unregelmässig abgegrenzte Zone erhalten, so dass dieselbe in der That (nicht als Flüssigkeit sondern nur) als dem festen Topas angehörig betrachtet werden kann.

Gegen die Auffassung der einen Flüssigkeit (Brewsterlinit) im brasilianischen Topas als liquide Kohlensäure hat übrigens N. v. Nordenskiöld mehrere Einwendungen erhoben (N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 242); die physikalischen Eigenschaften derselben sollen keineswegs so vollständig mit denen der flüssigen Kohlensäure übereinstimmen, wie man gewöhnlich annimmt, »unsere Kenntniss von den Ausdehnungscoëfficienten und den Brechungsexponenten, sowohl bei der flüssigen Kohlensäure wie beim Brewsterlinit seien noch zu ungenügend, um als sichere Grundlage für Schlussfolgerungen zu dienen« und ausserdem sei man überhaupt nicht zu dem Satze berechtigt, »dass die physikalischen Eigenschaften flüssiger Substanzen in mikroskopischen Hohlräumen dieselben sind, wie diejenigen, welche durch Versuche mit grösseren Massen festgestellt worden sind«. (Werden letztere »Feststellungen« Thilorier's anerkannt, so ist es nicht gerechtfertigt, sie andererseits für »zu ungenügend« zu erklären.) Sodann enthalten nach ihm die Hohlräume, welche beim Glühen des Topases dennoch nicht zersprengt und entleert worden sind, grösstentheils keine Flüssigkeit mehr, sondern eine körnige, schwarze oder rothbraune Substanz, welche u. d. M. solcher Kohle gleiche, wie sie nach dem Glühen harzähnlicher organischer Substanzen zurückbleibt. Sehr oft sei diese beim Glühen entstandene Substanz kreis- oder langstrahlenförmig auf den Spaltrissen um den Hohlraum herum verbreitet. Diese Erscheinungen seien unvereinbar mit der Annahme, dass hier flüssige Kohlensäure vorliegt, zeigen dagegen nach v. Nordenskiöld, dass diese Substanz eine organische Verbindung, wahrscheinlich ein der Naphthagruppe angehöriger Kohlenwasserstoff sei. Die oben

erwähnten Untersuchungen von Wright haben für die Einschlüsse im Quarz von Branchville ganz abweichende Resultate geliefert. — Übrigens hatte schon 1877 de Chancourtois die gänzlich in der Luft schwebenden Fragen gethan, ob nicht les carbures d'hydrogène ebenso gut die Erscheinungen erklären, welche die für flüssige Kohlensäure geltenden Einschlüsse zeigen und ob nicht gleichfalls le carbure d'azote, le cyanogène, noch besser mit allen Wahrnehmungen im Einklang stehe (Bull. soc. géol. (3) V. 139).

Ausser den angeführten Abhandlungen vgl. noch über Flüssigkeitseinschlüsse:

W. N. Hartley, Über die in Mineralien eingeschlossene Kohlensäure, Journal of chemical society 1876. I. 137. — Veränderungen des kritischen Punktes der Kohlensäure in Mineralien, ebendas. 1876. II. 237 und Poggend. Annal. Beibl. I. 1877. 110. — Flüssigkeiten in Höhlungen von Mineralien, Ber. deutsch. chem. Ges. 1877. 297. — Anziehung und Abstossung von Bläschen durch Hitze, Proceed. royal. soc. XXVI. 1878. 137. — Constante Vibration der Libellen, ebendas. XXVI. 1878. 150.

W. Prinz, Einschlüsse in Sapphir, Rubin und Spinell, Annal. soc. belge de microscopie 1882.

Al. A. Julien, Kohlensäure-Einschlüsse im Topas, Journ. americ. chemical soc. III.

Dass Flüssigkeitseinschlüsse in künstliche, aus einer Solution sich ausscheidende Krystalle als primäre Inclusionen während des Wachsthums aufgenommen werden, lehrt der Augenschein bei Kochsalz, Alaun und anderen Salzen. Den liquiden Einschlüssen in den Mineralien einen ähnlichen Ursprung zuzuschreiben hat daher von jeher nahe gelegen. Gleichwohl sind Ansichten laut geworden, welche ihnen einen secundären Charakter beilegen und in gewissen Fällen mag es richtig sein, in ihnen Gebilde zu erblicken, welche erst nach der Verfestigung des sie bergenden Minerals in seiner Masse entstanden sind.

Der ersten Auffassung dieser Art begegnet man bei Vogelsang (Philos. d. Geologie 1867. 155), welcher, freilich zu einer Zeit, als er die »Wasserporen« nur erst im Quarz, noch nicht in irgend einem anderen Mineral beobachtet hatte, »dieselben für Höhlungen hält, welche zumeist durch secundäre Injection mit Flüssigkeit nicht ganz erfüllt wurden«; die Porenebenen in den Quarzen der Porphyre zeigten ihm »häufig durch ihre Lage bestimmte Beziehungen zu der Molekularstructur der Grundmasse oder zu den hierdurch bedingten mechanischen Einwirkungen auf die Quarzkrystalle« und S. 196 ist es ihm wahrscheinlich, dass »bei den porphyrartigen Gesteinen die Flüssigkeitseinschlüsse nichts anderes sind als ursprüngliche Glaseinschlüsse, aus denen aber die Glassubstanz durch wässerige Flüssigkeiten gänzlich zersetzt und fortgeführt worden ist«.

1879 machte A. Julien darauf aufmerksam, dass in den Quarzkörnern des Fibrolithgneisses von New-Rochelle (New-York) die Züge der Flüssigkeitseinschlüsse in ihrer Richtung genau übereinstimmen mit den Sprüngen, durch welche die im Quarz eingelagerten Fibrolithnadeln zerbrochen sind: »the rock under investigation apparently presents clear evidence, that in this case at least, the extension of the fluid-inclusions in planes indicates for them a fissure-

origin, secondary to, and it may be far later than, the genesis of rocks; those groups of fluid-inclusions, which are marked by a plane arrangement are of secondary origin, resulting from a late injection not exactly of cleavage cracks, but of rock-fissures« (Amer. quart. microscop. journ. Jan. 1879). — Etwas vorher hatte schon Kalkowsky ähnliche Erscheinungen in den Quarzen von Fibrolithgneissen des Eulengebirges hervorgehoben: wo immer eine Fläche von zusammengeschaarten Flüssigkeitseinschlüssen eine ziemlich senkrecht gegen dieselbe orientirte Fibrolithfaser trifft, da zeigt letztere eine Querspalte, ja 4—5 Querspalten eines Fibrolith-Individuums erweisen sich gleichsam als Äquivalente der Flüssigkeitseinschluss-Züge in den Quarzen. Kalkowsky war aber vorsichtigerweise damals überhaupt nicht geneigt, die Theilung der Fibrolithfasern einer Zerbrechung zuzuschreiben, da nicht einzusehen sei, wie nur 0,001 mm dicke, also jedenfalls höchst elastische Nadeln zerbrochen sein sollten, während hundert andere in demselben Quarzkorn eingebettete und ebenso starke keine Zertrümmerung aufweisen, und wie Individuen in 10—12 Stücke zerrissen werden könnten, ohne bei solchem mechanischem Vorgange ihre streng einheitliche Gruppirung zu verlieren (Die Gneissformation d. Eulengeb. 1878. 7).

Im späteren Verlauf der Literatur wird eine Entstehung von secundären Flüssigkeitseinschlüssen vielfach mit mechanischen Druckwirkungen in Verbindung gebracht. Zu Gunsten einer solchen Auffassung spricht die Erscheinung, dass oft Zeilen oder Bänder von Flüssigkeitseinschlüssen in gleichbleibender Richtung hintereinander mehrere Gemengtheile verschiedener Natur durchsetzen, vielleicht einen in der Reihe liegenden überspringend, dann aber dahinter sich wieder anlegend; weiterhin der bisweilen auffallend genäherte Parallelismus zahlreicher Flüssigkeitseinschluss-Züge durch ein und dasselbe Präparat (vgl. S. 169) und die Wahrnehmung, dass diese Richtung parallel der Streckung, senkrecht zur Druckrichtung verläuft; ferner das Ausstrahlen der Züge gerade von solchen Stellen im Quarz, wo Klüfte in der umgebenden Masse an seiner Substanz absetzen; auch wird noch für die secundäre Natur die selten zu beobachtende Erscheinung geltend gemacht, dass, wo ein ursprünglicher Quarzkrystall in viele, nach optischem Erweise irregulär zu einander gelegene Körner zerdrückt wurde, die Züge der Flüssigkeitseinschlüsse dennoch parallel durch alle hindurchgehen. Bei solcher Erklärung wird es sich um eine Einschliessung, gewissermassen um eine Abfangung flüssiger Substanzen in derjenigen Ausfüllungsmaterie handeln, welche die durch den Druck erzeugten Spältchen wieder zuheilt. Die Regelmässigkeit, mit welcher die liquiden Tröpfchen eine Gaslibelle enthalten, scheint alsdann, wie überhaupt das Dasein der letzteren, allerdings nicht eben leicht zu erklären.

Noch eine andere Erklärung der Entstehung von secundären Flüssigkeitseinschlüssen ist von Judd versucht worden. Er geht davon aus, dass es in jedem Krystall ausser den Spalt- und Gleitflächen eine dritte Art von Structurflächen gebe, die Flächen »chemischer Schwäche«, längs denen chemische Wirksamkeit und Löslichkeit am leichtesten erfolgt. Wirken lösende Agentien unter grossem

Druck auf Gemengtheile eines Gesteins, so erzeugen sie längs den Ebenen chemischer Schwäche kleine, gewissermassen als Corrosionsformen geltende Hohlräume, welche oft die Gestalt negativer Krystalle annehmen, und sich dann mehr oder weniger mit der Flüssigkeit selbst oder mit secundären Absätzen erfüllt erweisen. Indem die lösenden Kräfte durch Druck verstärkt werden, und dieser mit der Tiefe wächst, geschehe es, dass zuerst in gewisser Tiefe die Ebenen der grössten chemischen Schwäche angegriffen werden und dann in immer grösserer Tiefe nach und nach die anderen weniger hervorragenden Ebenen dieser Art an die Reihe kommen. Diese Hypothese macht Judd auch für die secundäre Entstehung der fremden Interpositionen geltend, welche für gewisse Mineralien den charakteristischen Farbenschiller bedingen (S. 164). Bei der Beschreibung des Gesteins von Oedegarden hebt er für die Plagioklase die (auch schon früher 1871 von F. Z. in den Gabbros von Mull beobachtete) Thatsache hervor, dass Flüssigkeitseinschlussreihen perlschnurartig und parallel die Zwillingslamellirungen begleiten; wo die einen undeutlicher werden oder verschwinden, da sei es auch bei den anderen der Fall; hier sei es kein Zweifel, dass die Zwillingsebenen als Flächen chemischer Schwäche fungirten, dass entlang denselben eine Lösung der Krystallsubstanz eingetreten sei, und zur Bildung von Hohlräumen als negativer Krystalle geführt habe, welche mit der Lösung erfüllt wurden (Mineralog. Magazine VII. 81; VIII. 189; vgl. auch Quart. journ. geol. soc. XLI. 375).

Bestände die Judd'sche Hypothese, gegen welche sich auch von anderen Seiten manche Einwendungen erheben, zu Recht, so müsste eine krystallographische Begrenzung der Flüssigkeitseinschlüsse das Gesetzmässige, nicht, wie es thatsächlich der Fall, eine ungewöhnliche Ausnahme bilden. Die unzweifelhaft vorwaltenden rundlichen oder eiförmigen Gestalten stehen mit ihr nicht im Einklang. Auch spricht das haufenweise Zusammengedrängtsein, der völlig irreguläre Verlauf der Züge, wie beides z. B. die Quarze der Granite aufweisen, durchaus gegen einen Zusammenhang mit krystallographischen Richtungen.

Glaseinschlüsse. Wenn ein Krystall aus einer künstlich geschmolzenen Materie sich ausscheidet, so hüllt er während seines Wachsthums sehr häufig kleine Partikel des Schmelzflusses mechanisch in seine Masse ein, welche, indem sie rasch erstarren, sich gewöhnlich als Einschlüsse von glasiger Substanz darbieten. Es ist dies ein ganz analoger Process wie die oben erwähnte Aufnahme von Mutterlauge-Theilchen bei den aus einer wässerigen Lösung entstehenden Krystallen. Als jene Glastheilchen zuerst von dem sich vergrössernden Krystall aufgenommen wurden, stellten sie in der That Einschlüsse der umgebenden Flüssigkeit dar, einer Flüssigkeit aber, welche bei gewöhnlicher Temperatur nicht liquid bleiben konnte, sondern zu einem festen Körper erstarren musste. Wie flüssige so kommen auch glasige Einschlüsse hin und wieder in den natürlichen Mineralgebilden mit makroskopischen Dimensionen vor. Das ausgezeichnetste Beispiel dieser Art ist vielleicht ein Pechstein von der Nordostküste der schottischen Insel Arran, in dessen ausnahmsweise bis ½ Zoll langen Quarz- und Feldspathkrystallen hirsekorn- bis pfefferkorngrosse isolirte Einschlüsse der

umgebenden graulichgrünen Glasmasse schon mit blossem Auge zumal im Dünnschliff vortrefflich zu sehen sind (F. Z., Zeitschr. d. geol. Ges. XXIII. 1871. 43).

Mikroskopische Glaseinschlüsse dieser Art besitzen in gewissen Mineralvorkommnissen eine ganz ungeheure Verbreitung; sie finden sich sowohl in den Gemengtheilen derjenigen Gesteine, deren Masse zum grössten oder grossen Theil selbst zu Glas erstarrt ist, wie z. B. der porphyrartigen Obsidiane, der Pechsteine, als auch solcher, welche bei ihrer Festwerdung fast gänzlich oder lediglich zu einem Aggregat von Krystallen ausgebildet wurden, zwischen denen keine oder nur spurenhafte glasige Grundmasse steckt. Wo immer diese primären Glaseinschlüsse sich zeigen, da liefern sie den unwiderleglichen Beweis dafür, dass der sie einhüllende Krystall in Gegenwart einer geschmolzenen Masse fest geworden ist, eine Thatsache, welche für die genetische Petrographie die höchste Wichtigkeit besitzt.

Da wo solche Krystalle innerhalb einer Glasgrundmasse eingebettet liegen, (wie z. B. die Feldspathkrystalle in den Obsidianen), stimmt allemal die Farbe der Glaseinschlüsse mit derjenigen der den Krystall umgebenden Glasmasse überein: ist diese grünlich, so auch jene grünlich, ist diese braun, oder in dünnen Schichten grau, so jene gleichfalls. Im allgemeinen ist das Gesteinsglas der sauren Eruptivgesteine lichter als das der basischen. Durch diesen Umstand wird klar dargethan, dass die gedachten Krystalle sich aus demjenigen Magma ausgeschieden haben, welches beim Erstarren auch die daneben liegende Glasgrundmasse lieferte und dass früher diejenigen Geologen eine unrichtige Ansicht verfolgten, welche glaubten, jene halbglasigen Gesteine seien aus einer Einschmelzung älterer krystallinischer entstanden und ihre Krystalle nur gerettete Überreste der letzteren. Die hyalinen Einschlüsse in den Gemengtheilen der fast ganz oder ganz krystallinischen Gesteine (z. B. Trachyte, Phonolithe, Basalte, Melaphyre, Granitporphyre) verweisen aber unbestreitbar darauf, dass diese Krystalle — also das ganze Gestein — aus einem Magma entstanden sind, welches unter anderen Umständen zu einer Glassubstanz sich hätte verfestigen können, d. h. aus einer geschmolzenen Masse. Wird auch hier eine zugehörige Glassubstanz, mit welcher jene direct in Verbindung gebracht werden könnten, als solche daneben vermisst, so sind die glasigen Einschlüsse an sich so charakteristisch, dass man sie, wo immer sie sich darbieten, nicht verkennen wird.

Die in fremde Krystallmasse eingeschlossenen mikroskopischen Glaspartikel haben sehr oft eine dem eirunden oder kugelrunden genäherte tropfengleiche Umgrenzung, mitunter aber auch eckige und zackige, unregelmässige, fetzen- und keilähnliche Form. Nicht gar selten ist auch die oben gleichfalls für die Flüssigkeitseinschlüsse angeführte Erscheinung, dass ihre Contour die Gestalt des sie einschliessenden Krystalls im Miniaturmaassstabe wiedergibt. Wir haben es also hier gewissermassen mit negativen Krystallen zu thun, deren Hohlraum mit Glas erfüllt ist, ein Umstand, wodurch die Analogie zwischen liquiden und festen glasigen Einschlüssen noch erheblich verstärkt, andererseits die einstmals plastische Beschaffenheit der letzteren entschieden dargethan wird. So kommen

in den vesuvischen Leuciten isolirte Partikel braunen Glases vor, welche ihrerseits ausserordentlich scharf die Leucitform zur Schau tragen. Vielorts z. B. in Porphyren, Trachyten, Pechsteinen besitzen die Glaseinschlüsse im Quarz vermöge ihres dihexaëdrischen Umrisses, der oft als solcher hervortritt, einen hexagonalen oder rhomboidalen, diejenigen im Feldspath einen länglich rechteckigen Durchschnitt, so dass man schon aus der Configuration derselben zu erkennen vermag, ob es Quarz oder Feldspath ist, der sie einhüllt. Um diese krystallographisch-polygonal begrenzten Glaseinschlüsse findet man bisweilen die beherbergende Krystallsubstanz in einen optisch etwas abnormen Zustand versetzt, oder auch mit ganz feinen, von dem Einschluss ausgehenden Rissen durchzogen, gleichsam als sei von demselben bei der Verfestigung ein Zug auf seine Umgebung ausgeübt worden.

In den Glaspartikeln findet sich nun gewöhnlich gleichfalls ein dunkelumrandetes Bläschen oder auch mehrere derselben. Diesem Bläschen innerhalb des starren Glases ist natürlich die freiwillige Bewegung, oder die durch Erwärmung bewirkte Ortsveränderung, wie sie die Libellen der liquiden Einschlüsse charakterisirt, durchaus versagt. Manche Glaseinschlüsse weisen drei, vier, fünf und mehr Bläschen auf, mitunter aber sind sie, anstatt grössere Hohlräume zu zeigen, durch und durch feinporös. Das Bläschen ist in der Regel ziemlich kugelrund, oft eirund, hin und wieder birnförmig oder sackähnlich und schlauchförmig gekrümmt. Selbst innerhalb eines und desselben Krystalls existirt keinerlei Beziehung zwischen dem Volum des Bläschens und dem des ganzen Einschlusses, wie denn dicke Glaspartikel mit ganz kleinem und solche mit ausnehmend grossem Bläschen, wo das Glas nur eine dünne Schale um die Hohlkugel bildet, neben einander vorkommen. Demzufolge können die Bläschen nicht wohl durch die Contraction der innerhalb der Krystallsubstanz eingehüllten geschmolzenen Glasmagma-Partikel während der Verfestigung derselben gebildet worden sein. Wenn man bedenkt, dass der Schmelzfluss eine grosse Menge von Dampf zu absorbiren im Stande ist, welcher bei der Verminderung des Drucks und der Temperatur entweicht, so scheint es vielmehr, dass in den meisten Fällen das Bläschen schon in dem Schmelzpartikel präexistirt hat (vgl. darüber auch Vogelsang, Philos. d. Geologie 1867. 189). Möglicherweise hat dasselbe eigentlich den Einschluss an seine Stelle geführt: es riss, aus dem Magma aufsteigend, ein Theilchen desselben mit sich und heftete sich mitsammt demselben während des Wachsthums des Krystalls an diesen fest. So würde die Gegenwart des Gasbläschens den Glaseinschluss, nicht umgekehrt der letztere die erstere erklären; auch würde es auf diese Weise deutbar, dass man Glaseinschlüsse findet, deren Bläschen nicht etwa *in* diesen, sondern nur *an* diesen haftend sitzt.

Nach dem Vorhergehenden sind die glasigen und die flüssigen Einschlüsse in ihrer äusseren Erscheinung mitunter recht ähnlich; namentlich wenn die Masse farblos und nur ein unbewegliches Bläschen vorhanden ist, mag die Entscheidung für den festen oder flüssigen Zustand sehr schwer sein. Im Folgenden ist versucht worden, diejenigen Eigenthümlichkeiten zusammenzustellen, vermittels

deren die starre oder liquide Natur eines amorphen Einschlusses mehr oder weniger zuverlässig nachgewiesen werden kann.

1) Die freiwillige Beweglichkeit der Libelle sowie die durch Temperaturerhöhung bei ihr erzeugte Orts- und Formveränderung deutet allemal auf einen flüssigen Partikel. Diese Momente bilden übrigens das einzige für die liquide Beschaffenheit zweifellos entscheidende Merkmal.

2) Sind in einem und demselben Einschluss mehrere Bläschen vorhanden, so spricht dies für die Starrheit desselben; völlig erwiesen ist dieser Zustand, wenn trotz der Erhöhung der Temperatur keine Bewegung und Vereinigung der Bläschen eintritt. Liegen mehrere Einschlüsse mit je einem Bläschen dicht neben oder über einander, so muss man sich vor Täuschungen hüten; Anwendung von starker Vergrösserung lässt aber meistens den etwaigen Beobachtungsfehler rasch erkennen.

3) Die intensiv grün, braun oder gelb gefärbten bläschenführenden Einschlüsse von amorpher Beschaffenheit sind mit grösster Wahrscheinlichkeit starr; für die Glaseinschlüsse tritt jene dunklere Färbung namentlich da hervor, wo eine darin übereinstimmende Glasgrundmasse in der Nähe ist. Sehr unregelmässig zackige Contouren mit keilähnlichen Spitzen gehören eher einem glasigen als einem liquiden Einschluss an.

4) Der feste Aggregatzustand ist erwiesen, wenn das unbewegliche Bläschen sich nicht im Inneren des Einschlusses findet, sondern als seitlicher Anhang daran sitzt.

5) Wird ein bläschenführender Glaseinschluss von der Schliffebene getroffen und dabei das Bläschen durchschnitten, so füllt sich die concave Halbkugel des letzteren beim Einlegen des Präparats mit Canadabalsam; der eigenthümliche Reflex einer Halbkugel kann somit nicht hervortreten, es erscheint eine zart umrandete helle Scheibe, die von der umgebenden Masse des Einschlusses weniger deutlich abgegrenzt ist. Nur eine feste Substanz vermag sich unter solchen Umständen in einer Krystallmasse zu erhalten: trifft die Schliffebene einen Flüssigkeitseinschluss, so rinnt derselbe natürlich mitsammt seinem Bläschen gänzlich aus. Sind zahlreiche glasige Einschlüsse vorhanden, so ist es höchst wahrscheinlich, dass der eine oder andere mit jenem charakteristischen Merkmal ausgestattet sein wird, welches auf die Natur der übrigen, sonst ähnlichen, Licht wirft.

6) Die mit Bläschen versehenen Einschlüsse lassen sich manchmal auch durch die Contouren sowohl ihrer selbst als der Bläschen vortrefflich von einander unterscheiden. Die Randbegrenzungen der Flüssigkeitspartikel erscheinen im durchfallenden Licht ziemlich breit und dunkel, die der Glaskörner indess schmal und fein; das Bläschen der Flüssigkeitseinschlüsse scheint dagegen schmal umrandet im Vergleich mit demjenigen der Glaseinschlüsse, welches aus einer breiten dunkeln Zone mit einem kleinen lichten centralen Fleck besteht. Es rührt dieses abweichende Aussehen von der verschiedenen Brechung her, welche das Licht beim Durchgang durch zwei benachbarte verschiedene Medien erleidet.

Je grösser der Unterschied zwischen den beiden Brechungsexponenten der letzteren ist, desto dunkler erscheint die Begrenzung; diese Differenz ist aber grösser z. B. zwischen Glas und Luft als zwischen Wasser und Luft, auch grösser zwischen Quarz und Wasser als zwischen Quarz und Glas. Immerhin ist für die Glaseinschlüsse die grössere Schmalheit der äusseren Umgrenzung charakteristischer als die verhältnissmässig grössere Dunkelheit ihres Bläschens, vgl. über diese Gegensätze F. Z. in Z. geol. Ges. 1867. 750.

Die Unterscheidung von amorphen Glaseinschlüssen und ähnlich gestalteten oder gefärbten Körnchen doppeltbrechender Mineralien wird leicht dadurch vermittelt, dass man das beherbergende Mineral zwischen gekreuzten Nicols durch Drehen auf Dunkel einstellt, wobei dann der isotrope Glaseinschluss allemal ebenfalls dunkel erscheint, während der eingeschlossene doppeltbrechende und krystallinische Partikel chromatisch polarisiren wird, sofern nicht der äusserst seltene Fall vorliegen sollte, dass seine optischen Elasticitätsaxen mit denen des Hauptminerals zusammenfallen.

Die mikroskopischen hyalinen Einschlüsse finden sich bald ganz unregelmässig durch die Krystallmasse vertheilt, bald auf gewisse Stellen, z. B. das Centrum beschränkt, wobei dann die anderen Krystalltheile arm daran oder frei davon sind. Häufig ist die charakteristische Erscheinung, dass die innerliche Gruppirung der Glaskörner in Schichten erfolgte, welche mit den äusseren Flächen des Krystalls parallel gehen und durch Lagen einschlussfreier Krystallsubstanz von einander getrennt sind. Wir haben es also hier mit förmlichen Schichten von Glaskörnern zu thun, welche auf der Oberfläche einer in den Krystall eingeschrieben gedachten, übereinstimmend geformten, nur kleineren Krystallgestalt vertheilt sind: der Krystall wurde in einem Zeitpunkte seines Wachsthums auf seiner ganzen Oberfläche von zahlreich anhaftenden isolirten Theilchen des umgebenden Schmelzflusses bedeckt und vergrösserte sich darauf wieder durch Ansatz seiner eigenen Masse. Mitunter fand dieser Process wiederholt statt und es ergeben sich so mehrere concentrische Zonen von aneinander gereihten Glaskörnern. Die centralen Haufen derselben besitzen auch oft ziemlich scharfe Umgrenzungen, welche den Rändern der Krystalldurchschnitte parallel gehen.

In den mikroskopischen Glaseinschlüssen, welche ja im Moment ihrer Einhüllung geschmolzene Partikel waren, hat sich manchmal eine Ausscheidung von winzigen Mikrolithen in Form zarter Nädelchen oder Fäserchen oder auch eine solche von feinen Körnchen ereignet; derartige Gebilde mögen übrigens auch manchmal in dem aufgenommenen Glastropfen bereits vorhanden gewesen sein. Alle Stadien kommen vor zwischen rein hyalinen Einschlüssen, solchen, welche durch spärliche Kryställchen nur wenig, und solchen, die durch viele innig durcheinandergewirrte Krystallfasern so stark entglast sind, dass das Glas zwischen diesem Krystallgewebe nur schlecht oder kaum mehr hervortritt. Im letzteren Falle fehlen sehr häufig die Bläschen; dies sind die sog. Stone-cavities (Schlackeneinschlüsse) Sorby's. Bisweilen sitzen die kräftigeren Nädelchen wohl sternförmig um das Bläschen herum, mitunter ragen sie in den

Hohlraum des letzteren hinein, zum Beweise, dass sie sich bildeten als der Glaspartikel noch plastisch war. — Auch das die devitrificirten Glaseinschlüsse einhüllende Mineral, z. B. der Quarz in Porphyren, befindet sich in seltenen Fällen um dieselben herum in einer etwas abnormen Spannung, wie man daran bemerkt, dass, bei der Einstellung desselben zwischen gekreuzten Nicols auf Dunkel, um den Einschluss eine interferenzfigurähnliche Erscheinung hervortritt. — In den Magmabasalten der Umgegend des Habichtswaldes enthalten die in brauner Glasmasse liegenden Augite und Olivine neben grösseren oft aderähnlichen Glaseinschlüssen von ebenso brauner Farbe auch kleinere farblose: Rinne deutet dies so, dass die letzteren durch den wachsenden Krystall, welcher sein Material auch ihnen entnahm, entfärbte Schmelzpartikel sind; die grösseren Schmelzeinschlüsse konnten nicht in dem Maasse entfärbt werden, doch bemerkt man auch bisweilen bei ihnen am Rande einen hellen Hof (Sitzgsber. Berl. Akad. 1889. 1014).

Hin und wieder sind die Glaseinschlüsse direct an meist lange nadelförmige Mikrolithen geheftet, welche ebenfalls als fremde Körper in der Masse eines grösseren Krystalls eingebettet liegen: dabei scheint das Glas oft förmlich, wie es ein zäher Tropfen thun würde, an der Nadel zum Theil hinabgeglitten zu sein.

Die Anzahl der von den Krystallen eingehüllten mikroskopischen Glaspartikel geht oft ins Erstaunliche. Durchschnitte von Leucitkrystallen aus Vesuvlaven z. B., welche das Gesichtsfeld des Mikroskops bilden, bieten manchmal Hunderte von winzigen braungelben oder grünlichen Glaseinschlüssen in einer Ebene dar, und bei der um ein Minimum veränderten Focaldistanz treten Hunderte andere tiefer gelegene Glaskörner innerhalb der farblosen Leucitsubstanz hervor, so dass diese in der That durch und durch auf das innigste mit feinen Glaspartikeln imprägnirt ist, welche in einem nur den Bruchtheil eines Millimeters messenden Krystall nach Tausenden zählen. In derselben Weise strotzen u. a. viele Feldspathe, Augite, Haüyne von hyalinen Theilchen.

Eigenthümliche Gebilde sind die seltenen Glaseinschlüsse, welche innerhalb einer Glasmasse vorkommen; man erkennt dieselben daran, dass um einen dunkeln, meist kugelrunden Hohlraum in einiger Entfernung ein gewöhnlich ziemlich concentrischer rings geschlossener Kreis verläuft; die Partie zwischen diesem letzteren und dem Hohlraume besteht ebenfalls aus Glas, welches in der Regel mit dem umgebenden Glasteig gleich-, mitunter aber auch etwas heller oder dunkler gefärbt ist. Diese Glaseinschlüsse in Glas wurden vermuthlich so gebildet, dass sich ein Gasbläschen, von einer dünnen Hülle des überhaupt schlierig beschaffenen Schmelzflusses umgeben, irgendwo losriss und in eine nebenanliegende Partie des Magmas gelangte, innerhalb deren es mit ihr fest wurde (Vogelsang, Philos. d. Geol. 177; F. Z., Neues Jahrb. f. Min. 1872. 9; Doss, Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 516). Dass dem in der That so ist, erweist der Umstand, dass bisweilen die das Bläschen umgebende, gewissermassen ihm angehörende Zone fein faserig geworden ist, wobei die winzigen Fäserchen

radiale Stellung angenommen haben. — Die Erscheinung darf natürlich nicht damit verwechselt werden, dass eine Pore im Glas durch den Schliff geöffnet und mit Canadabalsam, der ein Bläschen enthält, erfüllt worden ist.

Erwähnung verdienen noch die merkwürdigen, mit Flüssigkeitseinschlüssen combinirten Glaseinschlüsse, welche u. a. in Leucitkrystallen beobachtet wurden (vgl. F. Z. in Z. d. geol. Ges. 1868. 17. 132; u. Sitzgsber. d. sächs. Ges. d. W. 1877. 240). Der Glaseinschluss enthält einen Hohlraum in sich, in dem man noch ein winzigeres Bläschen gewahrt, welches sich fortwährend in freiwilliger Bewegung befindet. Wir haben es hier mit Glaseinschlüssen zu thun, welche an Stelle des Bläschens eine Flüssigkeit besitzen, die durch eine mobile Libelle charakterisirt ist. Neben diesen eigenthümlichen Gebilden kommen selbständige Glas- und Flüssigkeitseinschlüsse in denselben Krystallen vor. Ähnliche Einschlüsse werden auch von Cohen erwähnt in einem »verglasten Gneisseinschluss« im Nephelinit von Oberbergen im Kaiserstuhl.

Im Anhang an die isolirten, rundum von Krystallmasse umgebenen Glaspartikel verdient noch die Erscheinung erwähnt zu werden, dass manche Krystalle von einem zusammenhängenden, förmlich netzartig verzweigten Glasgeäder durchzogen werden, wie dies z. B. für Feldspathe aus Pechsteinen, für Augite aus Basalten bekannt ist. Oder es finden sich in den Krystallen scharfbegrenzte lamellare Scheidewände von hyaliner Substanz eingeschaltet, welche im Querdurchschnitt als schmale langgezogene Glasstreifen erscheinen, und deren Richtung mit einer äusseren hervorragenden Krystallfläche übereinstimmt. Makroskopisch gewahrten v. Dechen und v. Oeynhausen dies Verhältniss an Feldspathkrystallen in dem Pechstein von Arran, welche aus abwechselnden Lagen von Pechstein- und Feldspathmasse zusammengesetzt sind.

Vielfach befinden sich übrigens die mikroskopischen Glaspartikel nicht mehr in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit. Da wo Capillarspalten die sie enthaltenden Krystalle durchziehen und dabei einen Einschluss selbst treffen, hat es sich oft ereignet, dass die Gewässer, welche auf jenen eindrangen, das Glaskorn molekular verändert, in eine trübe, wenig durchscheinende, gewöhnlich etwas schmutzig gefärbte Substanz umgewandelt haben. Das Gasbläschen lässt sich bei solchen Vorgängen meist noch als dunkles Hohlkügelchen unversehrt erkennen. Lehrreich ist der Gegensatz zwischen den so metamorphosirten und den mitten in der compacten Krystallmasse liegenden und deshalb wohlconservirt gebliebenen Glaseinschlüssen.

Schliesslich ist noch besonders die Thatsache hervorzuheben, dass sich oftmals in einem und demselben Gemengtheils-Individuum, z. B. in Olivinen, Augiten und Feldspathen aus Basalten, Leuciten aus Laven, Quarzen aus Porphyren wohlcharakterisirte Einschlüsse von Glassubstanz und solche von Flüssigkeit gleichzeitig nebeneinander versammelt vorfinden. Durch diese Combination primärer Inclusionen wird der Beweis erbracht, dass der betreffende Krystall gebildet wurde bei Gegenwart von geschmolzener Materie und von Gasen und Dämpfen, welche sich zu Flüssigkeiten verdichteten. Jeder der Factoren bei der Krystallentstehung

hat die unverkennbaren Spuren seiner Mitwirkung wohlbehalten unserer Wahrnehmung überliefert.

Wenn im Vorhergehenden stets von Glaseinschlüssen primären Charakters die Rede war, so muss hier auch der so merkwürdigen secundären Glaseinschlüsse gedacht werden, welche allerdings nur an ganz besonderen Orten und unter ganz besonderen noch wenig enträthselten Verhältnissen zu Stande kommen. Arthur Becker machte zuerst die Beobachtung (Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 40) dass, als er von mikroskopischen Einschlüssen überhaupt ganz freien Olivin (Olivinfels) eine Zeit lang der Einwirkung künstlich geschmolzenen Basalts ausgesetzt hatte, mitten in dem Olivin, da, wo er an die später erstarrte Basaltmasse angrenzte, grosse und unzweifelhafte Glaseinschlüsse entstanden waren. Ganz ähnliche Gebilde fand er auch in den Olivinen der in Basalt eingeschlossenen Olivinknollen, hier ebenfalls vorwiegend und deutlich nur in den peripherischen Theilen des Knollens. — Daran schliesst sich die Abhandlung von K. v. Chrustschoff »Über secundäre Glaseinschlüsse in den Gemengtheilen gefritteter Gesteine« (Min. u. petr. Mittheil. IV. 1882. 473). In den Gemengtheilen von Quarziten, Graniten, Gneissen, Sandsteinen, welche von Melaphyr, Basalt, Lava als Fragmente umhüllt waren, gewahrte er (namentlich im Quarz, auch im Feldspath) ausgezeichnete und grosse Glaseinschlüsse, in denen theilweise eine Ausscheidung von Krystallen stattgefunden hatte; auch gelang es ihm, wie Becker, solche Glaseinschlüsse experimentell in ursprünglich reinen Mineralien von Gesteinsbruchstücken zu erzeugen, welche in eine künstliche Schmelze eingetragen waren (vgl. auch ebendas. VII. 1885. 64 und N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 52).

Aus diesen vorstehenden Untersuchungen ergibt es sich, dass durch Einwirkung eines geschmolzenen Magmas auf feste Mineralien in diesen letzteren Glaseinschlüsse entstehen können, welche vordem nicht darin vorhanden waren und von den primär eingeschlossenen äusserlich nicht zu unterscheiden sind. In diesem speciellen Falle, d. h. da wo pyrogener Contact vorliegt, würde also das Dasein der Glaseinschlüsse nicht erweisen, dass das Mineral sich aus dem Schmelzfluss ausgeschieden hat, sondern nur, dass es von demselben im bereits verfestigten Zustande beeinflusst worden ist.

Die Frage nun, wie es zugehen kann, dass sich innerhalb der starren Mineralmasse in dem gedachten Contact die Glaseinschlüsse entwickeln, ist noch weit davon entfernt, gelöst zu sein. Vorausgesetzt wird dabei, dass, wie es bei den Beobachtungen von A. Becker der Fall war, die Glaspartikel, soweit überhaupt ersichtlich, thatsächlich von der Mineralmasse rings vollkommen umschlossen sind (indem nur in diesem Falle von Einschlüssen die Rede sein könnte) und dass es sich nicht um einfache Injectionen der Schmelzmasse handelt, welche auf Sprüngen in das Mineral eingedrungen sind und in gewissen Schnittrichtungen blos wie Einschlüsse aussehen. Als Doelter Rosenquarz und Sandstein der Einwirkung geschmolzener Andesit- und Basaltmagmen längere Zeit ausgesetzt hatte, zeigten sich ihm beiderseits im Quarz ebenfalls »secundäre Glaseinschlüsse« (N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 40); wenn er aber hinzufügt, dass sich an allen bei

sehr starker Vergrösserung eine mit dem »Einschluss« in Verbindung stehende feine Spalte nachweisen lässt, und dass sie nur da vorkommen, wo eine unmittelbare Verbindung mit dem Magma auf Sprüngen ersichtlich vorliegt, so ist es klar, dass hier von eigentlichen Einschlüssen überhaupt nicht, sondern nur von Ramificationen die Rede sein kann.

Zunächst wird man daran denken können, dass in dem Mineral vorhandene fremde Einschlüsse innerhalb desselben einer Einschmelzung und glasigen Erstarrung unterlegen seien, wie dies in der That beobachtet ist. Pöhlmann fand in den Quarzen der von Kersantit umhüllten Granitbruchstücke wirkliche secundäre Glaseinschlüsse, rund von Quarz umgeben, nicht etwa von aussen in Discontinuitäten desselben eingedrungene Magmatheile darstellend; das Glas ist manchmal lichtbräunlich gefärbt, meistentheils aber farblos, wie der Quarz selbst, und in diesem Falle führen die Einschlüsse (ausser der Libelle) als Entglasungsproducte längliche hellgrüne Kryställchen, aller Wahrscheinlichkeit nach von Augit, und dunkle Oktaëderchen von Spinell oder Magnetit. Es ist hier kaum zweifelhaft, dass Biotit im Quarz eingeschmolzen wurde, da auch der als Gemengtheil des Granits auftretende Biotit verschwunden und gewöhnlich in Augit und Spinell zerlegt wurde. Da die Glaseinschlüsse meist nicht eben flächenhaft begrenzt sind (es gibt freilich auch bisweilen dihexaëdrische Formen), so muss man wohl annehmen, dass bei der Verflüssigung des so leicht schmelzbaren Magnesiaglimmers auch der umliegende Quarz in Mitleidenschaft gezogen wurde. Pöhlmann hebt hervor, dass wenn der mit einer Biotitlamelle gemeinsam eingeschmolzene Theil des Quarzes liquide Poren führte, beim Erkalten ein secundärer Doppeleinschluss von Glas und Flüssigkeit entstehen müsse. — Auch farblose oder etwas grünliche (Sillimanit-) Nadeln innerhalb dieser Quarze sind eingeschmolzen worden, bisweilen nur an dem einen Ende; sackartige Verdickungen der Schmelzmasse liegen am Durchkreuzungspunkte mehrerer Nadeln (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 94). Desgleichen beobachtete auch v. Chrustschoff angeschmolzene lange nadelförmige Mikrolithen im Quarz von Einschlüssen im Granitporphyr von Beucha. — W. Bruhns hat später solche Vorgänge experimentell nachgeahmt. Ein in zähflüssig geschmolzenen Granit eingelassenes Stückchen Prasem zeigte, dass die in letzterem befindlich gewesenen Hornblendenadeln innerhalb des Quarzes grösstentheils zu schwach grünlichem Glase unter Ausbildung kleiner Gasbläschen eingeschmolzen wurden; wo aus e i n e r Hornblendenadel mehrere reihenförmig hinter einander gelegene Glaspartikel hervorgegangen sind, liegt auffallender Weise zwischen den letzteren Quarz, nicht etwa Hornblendesubstanz oder eine Pore. Auch die Sillimanitnadeln im Quarz (Fibrolith) konnten entweder gliederweise oder gänzlich zu Glas umgeschmolzen werden. Dagegen gelang es nicht, in einem ursprünglich einschlussfr e i e n Quarz secundäre Glaseinschlüsse zu erzeugen (N. Jahrb. f. Min. 1889. I. 268). — J. G. Bornemann glühte einen Leucitkrystall, welcher zahlreiche dunkle Krystalliten von Melanit enthielt, »winzige Krystallelemente, welche zu kreuzförmiger oder oktaëdrischer Stellung vereinigt waren«; nach dem Glühen hatten sich diese Krystalliten in hellgrünliche

Glaseinschlüsse verwandelt, welche etwas grösser sind als der Umfang jener Krystallkreuzchen, dabei theils eckig von annähernd oktaëdrischer Form, theils gerundet und zwar um so vollkommener kugelig, je stärker die Stelle erhitzt war; in jedem dieser Glaseinschlüsse befindet sich ein Bläschen (Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1887. 252).

Becker hebt aber hervor, dass es bei seinen Wahrnehmungen und Versuchen als ausgeschlossen gelten müsse, dass etwa fremde, dem Olivin eingewachsen gewesene Mineralpartikelchen innerhalb desselben zum Schmelzen gelangt seien und die Glaseinschlüsse geliefert hätten. Hier ist also die Entstehung noch ganz unaufgeklärt, da nicht anzunehmen ist, dass etwa ein Olivin-Individuum leichter schmelzbare Theilchen seiner eigenen Masse in sich enthält. v. Chrustschoff erhebt die in ihrem ersten Theile etwas unklare Frage: »Sollte man nicht an eine Dislocationsfähigkeit der Mineralmoleküle bei hoher Temperatur oder an ein Zerspringen des Minerals und darauf folgende Contraction denken, so dass auf Rissen eingedrungene Glaspartikel eingeklemmt wurden, während die übrigen Sprungwandungen wie Wundränder sich schlossen?«

Einschlüsse von Grundmasse. Makroskopisch ist der Gehalt an grösseren und kleineren Partikeln der umgebenden Grundmasse für manche porphyrartig ausgeschiedene Krystalle längst bekannt, z. B. bei den Sanidinen der Trachyte, den Leuciten der Laven, den Orthoklasen und Quarzen der Porphyre. Dieselbe Erscheinung findet sich ausserordentlich häufig im mikroskopischen Maassstabe in den porphyrischen Massengesteinen: zu einer Zeit, als das Gesteinsmagma noch halbplastisch war, gelangten Antheile der umgebenden Masse, welche schon einen gewissen petrographischen Charakter gewonnen hatte, in das wachsende Individuum eines Gemengtheiles hinein. Dieselben sind bald rundlich, bald unregelmässig fetzengleich, splitterähnlich oder keilförmig gestaltet und stimmen in ihrer Beschaffenheit mit dem benachbarten Grundteig überein, bestehen daher meist aus einer felsitischen oder sehr feinkörnig krystallinisch gemengten Substanz. Ein Bläschen scheint in ihrem Inneren nur höchst selten vorzukommen, doch könnte es der Fall sein, dass dasselbe manchmal wegen der geringen Pellucidität des Einschlusses unerkennbar bleibt. Viele Verhältnisse, welche die Glaseinschlüsse darbieten, wiederholen sich bei diesen überaus ähnlichen Gebilden; so die Erscheinung, dass diese Partikel ringsum von mehr oder weniger ebenen Flächen begrenzt werden, welche mit denen des umhüllenden Krystalls übereinstimmen; z. B. dihexaëdrisch geformte Grundteig-Partikel in den Quarzen der Porphyre, solche von der charakteristischen Augitgestalt in den Augiten von Basalten und Laven. In einem Quarzkrystall des Porphyrs vom Raubschlösschen im Odenwald zählte Cohen gegen 25 scharf begrenzte Dihexaëder der umgebenden Grundmasse, die kleinsten 0,01, die dicksten 0,2 mm gross. Augenscheinlich haben hier die umlagernden Krystalle die noch etwas plastische Grundmasse in die ihnen selbst eigenthümliche Form gewissermassen gepresst. Ferner macht sich auch der von der Krystallgestalt ausgehende Einfluss auf die Einlagerung und Gruppirung dieser fremden Theilchen wiederum

wie bei den hyalinen bemerkbar. Bei der Beurtheilung der vorstehend besprochenen Objecte muss man sich übrigens davor hüten, Querschnitte von rundlichen Adern von Grundmasse, welche sich aus derselben in den Krystall hinein erstrecken, mit wirklich von dem letzteren rings umhüllten eigentlichen Einschlüssen von Grundmasse zu verwechseln.

Poren. Die Erfüllung des Krystallraums mit einer und derselben Substanz wird nicht nur durch eingelagerte fremde feste oder flüssige Körper, sondern auch durch eingeschlossene Gase unterbrochen, deren Dasein anscheinend leere Hohlräume, Poren hervorbringt. Diese Gaseinschlüsse entstanden in den aus dem Wasser oder aus dem Schmelzfluss abgeschiedenen Krystallen dadurch, dass die von diesen Mutterlaugen absorbirten Gase bei der Verfestigung derselben zur Ausscheidung und zur Aufnahme in den wachsenden Krystall gelangten; sie finden sich aber gleicherweise auch in den aus dem Schmelzfluss erstarrten glasigen Substanzen selbst, welche entweder die Hauptmasse oder die Grundmasse mancher Felsarten ausmachen, und sie sind hier vollkommen analog den Poren in der erstarrten Lava oder den Blasen, welche in dem künstlichen Glas sich ausbilden und deren jede schlechte Fensterscheibe zahlreiche mit blossem Auge beobachtbare enthält. Ihre Gegenwart in Krystallen, die durch Sublimation entstanden, ist einfach zu begreifen. Sorby hat am künstlichen Alaun gezeigt. dass Gaseinschlüsse auch dadurch sozusagen secundär hervorgehen können, dass Flüssigkeitseinschlüsse innerhalb des Krystalls zur Verdunstung gelangen. Bei den Felsartengemengtheilen dürfte ein solcher Vorgang sich nur in äusserst seltenen Fällen ereignen und man wird die Möglichkeit desselben auch füglich nicht einmal bei eminent spaltbaren Mineralien zugeben können; denn ist die Eigenschaft der Spaltbarkeit überhaupt nicht durch Risse in die Erscheinung getreten, so liegt hier kein besonderer Grund zur Verdunstung von Flüssigkeitseinschlüssen vor; macht sich aber die Spaltbarkeit durch Risse geltend, so wird hier der Zusammenhang überhaupt unterbrochen und ein getroffener verdunstender Flüssigkeitseinschluss würde keine Gaspore zurücklassen.

Solche gaserfüllte Poren von mikroskopischer Kleinheit sind eine ungemein weit verbreitete Erscheinung; sie besitzen meist kugelrunde oder eirunde Gestalt und erscheinen in Folge der grossen Differenz in der Lichtbrechung zwischen gasförmigen und festen Körpern im durchfallenden Licht allemal sehr breit und dunkel umrandet, so dass in der Mitte nur ein kleiner lichter Punkt, oder ein schmales lichtes Streifchen übrig bleibt; mitunter sind sie an dem einen Ende etwas sackartig erweitert, am anderen in eine längere Spitze gezogen, auch wohl unregelmässig verästelt, verzerrt und schlauchförmig. In selteneren Fällen besitzen diese Gaseinschlüsse regelrechte polygonale Begrenzung (z. B. im Steinsalz cubische Formen), welche dann mit der Krystallgestalt des beherbergenden Minerals übereinstimmt; solche »negative Krystalle« sind selbstverständlich innerhalb amorpher Medien ausgeschlossen. Sind die Poren durch den Schliff geöffnet worden, so fehlt natürlich mit dem Ausbleiben der Totalreflexion der einfallenden Strahlen auch die dunkle Umrandung. Die Poren liegen entweder

regellos zerstreut, oder zu Haufen und Schwärmen versammelt, oder, was sehr häufig der Fall, perlschnurähnlich aneinandergereiht, wobei oft in gewissen Distanzen dickere Poren einander folgen, die Zwischenräume zwischen denselben aber durch kleinere ausgefüllt werden. Haben die Poren eine hervortretende Längsaxe, so ist dieselbe stets parallel der Zeilenrichtung gestellt. Daneben kommen auch förmliche, durch den Krystall hindurchziehende Schichten von Poren vor, deren Lage hin und wieder eine Beziehung zu der äusseren Gestalt der Krystalle erkennen lässt.

Gewisse Mineralien finden sich in einer ganz unermesslichen Menge von mikroskopischen Poren erfüllt; so sind im Haüyn von Melfi kleine Hohlkügelchen stellenweise so dicht gedrängt, dass bei Voraussetzung einer gleichmässigen Vertheilung durch die Krystallsubstanz nach einer Berechnung in einem Kubikmillimeter so porenreichen Haüyns 360 Millionen derselben enthalten sein würden.

Befand oder befindet sich das in den Höhlungen eingeschlossene Gas in einem comprimirten Zustande, so vermochte es durch den von ihm ausgehenden Druck eine Spannung in dem umgebenden Mineralmedium hervorzurufen und somit auf eine gewisse Entfernung hin anomale optische Erscheinungen in demselben zu bedingen: dies zeigt sich z. B. manchmal an dem doppeltbrechenden Zustande, in welchen das natürliche Glas um solche Poren versetzt worden ist, ähnlich den durch Druck an künstlichen Gläsern erzeugten bekannten Phaenomenen. Es erscheint zwischen den gekreuzten Nicols, mit der Pore als Durchschnittspunkt, ein dunkles, den Nicolhauptschnitten paralleles Kreuz, welches bei einer Drehung des Präparats seine Stellung beibehält, zwischen dessen Armen meist schwach gefärbte Quadranten liegen (vgl. S. 79). Auch in umgebenden krystallinischen Medien kann eine solche Veränderung des normalen optischen Verhaltens Platz greifen, z. B. ein reguläres Mineral ebenfalls in der Nachbarschaft der Poren doppeltbrechend werden.

IV. Mineralische Gemengtheile der Gesteine.

Die Zahl derjenigen Mineralien, welche so vorherrschend in der äusseren Erdkruste auftreten, dass sie eine wesentliche Rolle bei der Zusammensetzung derselben spielen, ist, wie bereits erwähnt, eine verhältnissmässig geringe: weitaus die meisten Mineralarten erscheinen nur in untergeordneten Vorkommnissen innerhalb der vorwaltenden Mineralaggregate, welche wir Gesteine nennen. In Folgendem ist eine gedrängte Übersicht derjenigen Mineralien zu geben versucht worden, welche **hauptsächlich** die Gesteine zusammensetzen. Davon tritt ein Theil an und für sich als gesteinsbildend auf; so bildet der Quarz den Quarzfels,

der Kalkspath den Kalkstoin u. s. w. Bei der Behandlung sowohl der wesentlichen als der charakteristischsten unter den accessorischen Gemengtheilen konnte es nicht in der Absicht liegen, eine erschöpfende Beschreibung sämmtlicher morphologischen, mikroskopischen, physikalischen und chemischon Beziehungen derselben zu liefern, eine Aufgabe, welche der Mineralogie zufällt; nur die wichtigsten und für petrographische Untersuchungen und Unterscheidungen wissenswerthesten Eigenschaften sind kurz berührt, zugleich auch die Erscheinungen der Umwandlung, sowie die Art und Weise der Betheiligung an den Gesteinen. Wie zum Lesen der Wörter die Kenntniss der Buchstaben, so ist für den Petrographen die Kenntniss der Mineralien unerlässlich. Bei der Anordnung waren nicht die Principien mineralogischer Classification, sondern petrographische Gesichtspunkte massgebend.

Ausser den allgemeinen Lehrbüchern der Mineralogie vgl. für dieses Gebiet:

Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart 1873; 2. Aufl. 1885.

F. Zirkel, Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. Leipzig 1873.

Doelter, Die Bestimmung der petrographisch wichtigsten Mineralien durch das Mikroskop. Wien 1876.

Fouqué et Michel Lévy, Minéralogie micrographique; mit 55 Tafeln. Paris 1879.

E. Cohen, Sammlung von Mikrophotographieen zur Veranschaulichung der mikroskopischen Structur der Mineralien und Gesteine. 10 Lieferungen. Stuttgart 1881—1885.

Hussak, Anleitung zum Bestimmen der gesteinbildenden Mineralien. Leipzig 1885.

Michel Lévy et Lacroix, Les Minéraux des roches. Paris 1888.

Rosenbusch, Hülfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung in Gesteinen. Stuttgart 1888.

Fr. Rutley, Rock forming minerals. London 1888.

Michel Lévy et Lacroix, Tableau des minéraux des roches. Paris 1889.

Quarz.

Hexagonal und zwar eigentlich trapezoëdrisch-tetartoëdrisch, doch in den Gesteinen stets scheinbar holoëdrisch ausgebildet als P oder $\pm$R $\{10\bar{1}1\}$ und $\{01\bar{1}1\}$ mit Mittelkante 103° 34′, Polkante 133° 44′, oder als die Combination P.∞P $\{10\bar{1}0\}$ mit gewöhnlich zurücktretendem Prisma; diese eingewachsenen grösseren Quarzkrystalle besitzen in der Regel eine rauhe Oberfläche, sowie mehr oder weniger abgerundete Kanten und Ecken. Meistens aber in rundlichen oder eckigen krystallinischen Körnern. H. = 7; spec. Gew. bei den reinsten Varietäten 2,65. Spaltbarkeit nach R in charakteristischer Weise höchst unvollkommen; im Gestein eingeschlossene, dem Gebirgsdruck ausgesetzt gewesene Quarze lassen in sehr seltenen Fällen schärfere Berstungsrisse nach den Dihexaëderflächen, auch wohl nach der Säule oder der Basis erkennen. Nach Judd's Wahrnehmungen an einem Rauchquarz hat sich in letzterem, da »where injury had taken place«, eine Zwillingslamellirung von Rechts- und Linksquarz ausge-

bildet, wobei die Lamellen nach den Rhomboëderflächen eingeschaltet sind: die mechanische Einwirkung (welche allerdings bei einem frei in einer Druse aufgewachsenen Krystall schwer zu begreifen ist) wurde aus dem Durchzogensein von Rissen erschlossen, an denen die Lamellen nicht selten scharf absetzen (Miner. Magaz. VIII. 1888. 1). Bruch muschelig bis splitterig, Glasglanz, auf den Bruchflächen oft Fettglanz zeigend; farblos, weiss, graulichweiss, grau, bisweilen auch gelblich oder bläulich. Chemisch ist der Quarz reines Kieselsäureanhydrid SiO_2; vor dem Löthrohr unschmelzbar; auf Kohle löst Soda den Quarz zu einem klaren Glase auf; unter den Säuren ist es nur die Fluorwasserstoffsäure, welche ihn auflöst. Durch Kalilauge wird das Quarzpulver nur sehr wenig angegriffen.

U. d. M. zeigt der Quarz völlig wasserklare Durchschnitte, welche in Folge der höchst unvollkommenen Spaltbarkeit nach dem Rhomboëder nur von wenigen und dann ganz unregelmässigen Sprüngen durchzogen sind und sich durch den Mangel jedweder Umwandlungserscheinung auszeichnen; auf den Sprüngen ist vielfach ein secundär eingedrungenes farbiges Pigment abgelagert. Die blos pyramidal krystallisirten Quarze ergeben im Querschnitt ein Sechseck, im Verticalschnitt einen doppeltbrechenden, nach der längeren Diagonale auslöschenden Rhombus mit Winkeln von 103° 34′ und 76° 26′; die als (P.∞P) ausgebildeten liefern im Querschnitt ein regelmässiges, im Verticalschnitt ein doppeltbrechendes Sechseck mit gewöhnlich zwei Seiten von abweichender Länge. Neben den regelmässigen Schnitten sind aber auch, abgesehen von den überhaupt xenomorphen Körnern, in gewissen Gesteinen durch Corrosion oder Wachsthumshemmung entstandene irreguläre Contouren mit buchtenartigen Einbiegungen weit verbreitet. Die derben Quarze ergeben sich theils als einheitliche Individuen, theils als körnige Aggregate. Ein schaliger Aufbau gibt sich als solcher nicht kund, höchstens ist derselbe angedeutet durch eine Gruppirung von Flüssigkeitseinschlüssen, welche Rhomboëder- oder Pyramidenflächen folgt.

Die Doppelbrechung ist schwach, $\omega = 1{,}54418$, $\varepsilon = 1{,}55328$ für Na-Licht nach Rudberg, der Charakter daher positiv, $c = \mathfrak{c}$. Der mittlere Brechungsexponent (1,547) ist fast gleich dem des Canadabalsams (1,549), daher die Durchschnitte im Präparat ebene Oberfläche zeigen und nicht reliefartig hervortreten. Die Interferenzfarben gehen in den Dünnschliffen kaum über die erster Ordnung hinaus, pflegen aber lebhaft zu sein. Basische Schnitte geben im convergenten polarisirten Licht das Interferenzkreuz ohne Ringe. In den Gesteinspräparaten kann wegen deren sehr geringer Dicke die Circularpolarisation in basischen Quarzschnitten nicht mehr beobachtet, daher auch die Frage, ob hier rechts oder links gebildete Individuen vorliegen, optisch nicht entschieden werden. Die ersten Nachweise über die speciellere Ausbildung von gesteinsbildenden Quarzkrystallen in dieser Hinsicht wurden von Osann (N. Jahrb. f. Min. 1891. I. 108) an geeignetem Material erbracht. An den aus hellgrauem Bimsstein der Sierra del Cabo de Gata leicht herauszulösenden, völlig wasserklaren und scharfen ca. 2 mm grossen Quarzen (+R und —R im Gleichgewicht, selten mit ganz schmalem Prisma) konnte er bei der Untersuchung im

convergenten polarisirten Licht parallel der Hauptaxe feststellen, dass von 12 Krystallen 7 rechts- und 5 linksdrehend waren (also eine annähernd gleiche Vertheilung der gegensätzlichen Enantiomorphie). 3 Krystalle zeigten nach der Ätzung mit Flusssäure auf einzelnen ihrer Flächen Ätzfiguren verschiedener Lage, wie sie für +R und —R des Quarzes charakteristisch sind und es liegen also hier Zwillinge nach dem gewöhnlichsten Quarzgesetz vor, nach welchem Individuen gleichen optischen Charakters so mit parallelen Hauptaxen verwachsen sind, dass +R des einen in —R des anderen zu liegen kommt; darauf verweist auch eine feine Längskerbung an einzelnen Polkanten. Airy'sche Spiralen wurden nicht beobachtet, Verwachsungen von rechten und linken Individuen waren also nicht vorhanden. — Weitere damit zur Hauptsache übereinstimmende Untersuchungen in dieser Richtung wurden von Mügge an zahlreichen fein geschliffenen Schnitten von quarzführenden Porphyren, Granitporphyren und Rhyolithen ausgeführt, welche ca. 24 Stunden mit 40% Flusssäure geätzt waren. Die Quarze waren theils einfache Individuen und zwar bald rechte bald linke, anscheinend in ziemlich übereinstimmender Vertheilung; theils, und dies wohl in grösserer Zahl, Zwillinge ebenfalls nach ∞R und zwar dann fast immer solche von gleich drehenden Individuen, bald blos von rechten, bald blos von linken, während Verwachsungen von entgegengesetzt drehenden Quarzen sehr selten sind. In jedem der untersuchten Gesteine fanden sich sowohl einfache als Zwillingskrystalle nach ∞R{10$\bar{1}$0} und sowohl rechte als linke nebeneinander. Die einfachen Individuen scheinen durchschnittlich kleiner als die Zwillinge zu sein (N. Jahrb. f. Min. 1892. I. 1).

An festen und flüssigen mikroskopischen Einschlüssen, auch an Gasporen sind die Quarze im Allgemeinen, namentlich diejenigen granitischer Gesteine, recht reich. In den granitischen Quarzen spielen u. a. sehr feine und wegen ihrer geringen Breite undurchsichtige, kurzen schwarzen Haaren ähnliche Mikrolithen eine grosse Rolle, welche hauptsächlich auf Grund des bisweilen zu beobachtenden Übergangs in dickere unzweifelhafte Rutilprismen ebenfalls vielfach als Rutil gelten, obschon ein bestimmter Nachweis ihrer Natur noch nicht geführt worden ist; sie wurden zuerst von G. Hawes (Mineralogy and lithology of New-Hampshire, Concord 1878. 45) als Rutil angesprochen. Im Quarz des Biotitgranits von Cherbourg ist zufolge Cohen ihre Anordnung eine so regelmässige, dass er deutlichen Asterismus zeigt. Andererseits ist es nicht zweifelhaft, dass manche dieser dunkeln Nädelchen zu grösster Dünne herabgesunkene Apatitprismen sind. Solche in granitischen Quarzen aus dem Hererolande hält H. Wulf für äusserst zarte Sillimanite (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 196). In dem Quarz eines japanischen Diorits werden diese anscheinend opaken Nädelchen nach Kotō bei starker Vergrösserung bläulichgrün durchscheinend und er erachtet sie wegen ihrer Auslöschungsschiefe von 17°—20° für einen Amphibol (Quart. journ. geol. soc. XL. 1884. 455). Die milchige Trübung vieler Quarzschnitte im auffallenden Licht rührt in erster Linie von Flüssigkeitseinschlüssen und Gasporen her. Täfelchen von Eisenglanz und Titaneisen veranlassen im

auffallenden Licht eine röthliche Farbe des Quarzes; Amphibolnädelchen färben ihn grünlich; die blauschwarze oder gar tintenschwarze Farbe des Quarzes in gewissen phyllitischen Gesteinen und Porphyroiden wird durch Graphit und kohlige Substanzen, in gewissen Vorkommnissen des norwegischen sog. Blauquarzits zufolge H. Reusch durch Magnetit herbeigeführt.

Quarz zeigt eine nicht geringe Neigung in stengeliger Form mit Feldspath gleichzeitig zu verwachsen, und die als Schriftgranit bekannte Verbindungsweise darzustellen, welche sowohl makroskopisch als in manchen Gesteinen auch mikroskopisch weit verbreitet vorkommt. Ähnliche Verwachsungen bildet der Quarz (namentlich in den krystallinischen Schiefern) auch mit Granat, Hornblenden u. a. Mineralien.

Als eine mit der undulösen Auslöschung zusammenhängende und wohl auf secundäre Zwillingslamellirung zurückzuführende Wirkung des Drucks gilt die Erscheinung, dass das unregelmässig umrandete Quarzkorn schon im gewöhnlichen Licht von einer parallelen, feinen und geradlinigen Streifung durchzogen erscheint, welche sich zwischen gekreuzten Nicols durch ein System von verschieden, aber immer abwechselnd gleich gefärbten Streifen kundgibt, deren Farben einander recht nahe stehen und welche übereinstimmende Auslöschungsrichtung besitzen (zuerst beobachtet von Kalkowsky, die Gneissformation des Eulengebirges, 1878. 26; Lossen, Sitzgsber. d. Ges. naturforsch. Freunde. 1883. 158; Küch, Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 100. 116; Bergt, ebendas. X. 1889. 232; auch Judd, on the development of a lamellar structure in quartz by mechanical means, Miner. Magaz. VIII. 1888. 1). Diese eigenthümlich striemige Beschaffenheit erinnert auf den ersten Blick vielleicht gar an Plagioklas.

Der Quarz nimmt einen sehr wichtigen Antheil an der Zusammensetzung der Gesteine. Für sich allein setzt er den Quarzit zusammen, in einer grossen Anzahl von Gesteinen bildet er einen wesentlichen und charakteristischen Gemengtheil. So in den älteren krystallinisch körnigen Massengesteinen, im Granit und Verwandten, in gewissen Dioriten und Diabasen; hier ist er vorwiegend der jüngste primäre Gemengtheil, fast nie auskrystallisirt und fast allemal xenomorph, in der Regel reich an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen, kaum je mit Glaseinschlüssen. Ferner erscheint er als wesentlicher Gemengtheil von kieselsäurereicheren älteren und jüngeren porphyrischen Eruptivgesteinen, im Quarzporphyr, Quarzporphyrit, Rhyolith, Dacit, Quarzandesit; hier ist oder war er in der Regel mehr oder weniger deutlich auskrystallisirt, die Form und der Zusammenhalt ist aber oft durch mechanische Beeinflussung erheblich gestört, auch hat die chemische Corrosion auf die Oberfläche gewirkt. Die porphyrischen Quarze der älteren Eruptivgesteine führen Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse, in denen der jüngeren walten die letzteren beträchtlich vor den ersteren vor. — In diesen Eruptivgesteinen findet sich der Quarz hauptsächlich in Combination mit den kieselsäurereicheren Feldspathen, mit Orthoklas, Sanidin, Mikroklin und den Kalknatronplagioklasen, nur in verhältnissmässig spärlicheren Fällen treten neben ihm basischere trikline Feldspathe (Natronkalkfeldspath oder Anorthit) auf.

Nephelin und Leucit erscheinen, soweit bekannt, nicht in quarzhaltigen Gesteinen. Die recenten Laven führen fast niemals Quarz. Nicht zu verwechseln mit den Quarzen, welche wirkliche Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma darstellen, sind hier diejenigen nicht selten zu beobachtenden Quarzkörner, welche zweifellos fremde Einschlüsse darstellen; sie sitzen vielfach ziemlich lose in der Gesteinsmasse, so dass sie beim Präpariren leicht herausfallen, und pflegen in charakteristischer Weise von einem Filz zarter grüner Augitprismen umsäumt zu sein. — Ferner spielt der Quarz eine grosse Rolle bei der Zusammensetzung der meisten krystallinischen Schiefer, wie Gneiss, Glimmerschiefer, Granulit, Phyllit u. s. w. Hier pflegt ihm, wie in den Graniten, auch die äussere Krystallform zu fehlen, doch sind die Umrisse seiner rundlichen und linsenartigen Formen nicht in gleichem Grade wie dort durch die begleitenden Gemengtheile beeinflusst, indem er sich mit diesen, insbesondere mit dem Feldspath mehr gegenseitig durchdringt. Auch hier fehlen Glaseinschlüsse ganz, während Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse reichlich sind. Dass Quarze aus Graniten, Rhyolithen und krystallinischen Schiefern keine bezeichnenden Differenzen des spec. Gew. aufweisen, that A. Becker dar (Min. u. petr. Mitth. VI. 1884. 158). — Wegen seiner Härte und Widerstandsfähigkeit gegen chemische Zersetzung ist der Quarz ein verhältnissmässig sehr verbreiteter Bestandtheil der klastischen Gesteine (Sandsteine, Grauwacken, Sand u. s. w.).

In sehr verschiedenen Gesteinen tritt auch secundärer, an Ort und Stelle erst später gebildeter Quarz auf, entstanden durch Zersetzung und Verwitterung der Silicatmineralien; er füllt Spältchen sowie andere kleine rundliche Hohlräume aus, oder erscheint als förmliche (Umwandlungs- und Ausfüllungs-) Pseudomorphen nach solchen Mineralien, wie nach Feldspath, Augit, Glimmer, Olivin, Hornblende, vielfach vermengt mit den betreffenden anderen Producten oder Rückständen der Zersetzung, wie mit Carbonaten und Brauneisenstein. Auch um klastische Quarzkörner kann sich durch Kieselsäurezufuhr secundäre neue Quarzmasse ablagern, was dann in krystallographischer Orientirung mit Bezug auf das gegebene Korn zu geschehen pflegt, so dass diese »ergänzende Kieselsäure« aus dem Korn durch Weiterwachsen einen Krystall zu gestalten vermag (vgl. S. 159).

Tridymit.

Eine zweite, mit dem Quarz heteromorphe Modification der Kieselsäure, nach G. vom Rath, ihrem Entdecker, ebenfalls hexagonal, aber P$\{10\bar{1}1\}$ mit 124° 42′ Seitenkanten, 127° 25$\frac{1}{2}$′ Polkanten (Poggend. Annal. Bd. 135. 437 und Bd. 152. 1). Die Krystalle bilden kaum über 3 mm grosse farblose oder weisse hexagonale Täfelchen von der gewöhnlichen Combination 0P$\{0001\}$.∞P$\{10\bar{1}0\}$ mit untergeordneten anderen Flächen, sind aber sehr häufig nach $\frac{1}{6}$P$\{10\bar{1}6\}$ und $\frac{3}{4}$P$\{30\bar{3}4\}$ als Zwillingsebenen zu Drillingen an- oder durcheinandergewachsen, oder auch zu polysynthetischen kugeligen Gruppen vereinigt, welche in Drusen und Hohlräumen sitzen. Optisch entsprechen aber die grösseren Tafeln nicht

den Anforderungen des hexagonalen Systems: basische Blättchen erscheinen zwischen gekreuzten Nicols nicht dunkel sondern hell, zweiaxig. Schuster (Min. u. petrogr. Mittheil. 1878. 71) sowie v. Lasaulx (Z. f. Krystall. 1878. II. 3) gelangten fast gleichzeitig zu dem Resultat, dass die sechsseitigen Tafeln Zwillingsverwachsungen trikliner Individuen seien, welche einander vielfach mit complicirtem Ineinandergreifen der abweichend orientirten Stücke durchdringen. Nach Mallard (Bull. soc. minér. XIII. 1890. 161) handelt es sich hier um verschieden orientirte neben und über einander gelagerte rhombische Theile, welche gegenseitig nach dem Aragonitgesetz verwachsen sind. A. Merian hat die sehr bemerkenswerthe Beobachtung gemacht, dass Tridymitblättchen, welche bei gewöhnlicher Temperatur im parallelen polarisirten Licht bei gekreuzten Nicols in der That deutlich Partien von verschiedener Doppelbrechung erkennen liessen, schon bei mässigem Erhitzen vollständig einaxig (dunkel) wurden (N. Jahrb. f. Miner. 1884. I. 193; Mallard bestimmte die Umwandlungstemperatur zu etwa 130°); sie gelangen also dann in einen Zustand, in welchem die äussere Form und das optische Verhalten wieder einander entsprechen. Nach der Abkühlung wird der Tridymit wieder zweiaxig (hell) und einzelne Felder treten wieder hervor, oft mit anderer Abgrenzung, wie vor der Erhitzung. — Mittlerer Brechungsexponent 1,4775, $\gamma - \alpha$ nur 0,00185 nach Mallard. — Spaltbark. nach 0P nicht sehr deutlich. H. = 7; Gew. = 2,282 ... 2,326. Chemisch wie der Quarz reine Kieselsäure; v. d. Löthrohr unschmelzbar; das Pulver ist in einer kochenden gesättigten Lösung von kohlensaurem Natron vollständig löslich. — Die bis 1 cm grossen Tafeln aus den Euganeen bestehen nach Mallard aus einem unter Erhaltung der Form und Zwillingsbildung secundär an ihrer Stelle zur Ablagerung gekommenen Aggregat von Quarzkryställchen, worauf auch ihr spec. Gew. von 2,56—2,62 verweist (Bull. soc. minér. XIII. 1890. 964); vgl. auch Brauns, Die optischen Anomalieen der Krystalle, Leipzig 1891. 120.

Der mikroskopische Tridymit (vgl. F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1870. 823 und Poggend. Annal. Bd. 140. 492) stellt sich bei stärkerer Vergrösserung als kleine farblose Blättchen von sechsseitiger oder etwas rundlicher Umrandung dar, welche gewöhnlich in reichlicher Menge unmittelbar nebeneinander und nach 0P übereinander zusammengruppirt sind. Diese locale Anhäufung der zarten und dünnen wasserhellen Täfelchen, welche, schwächer lichtbrechend als Canadabalsam ($n = 1,549$), jedweder Grelligkeit entbehren, und ihre gegenseitige meist schuppenartige oder dachziegelähnliche Übereinanderschichtung bildet das eigentlich Bezeichnende des mikroskopischen Tridymits. Mitunter ist etwas Eisenocker als unendlich feine Haut zwischen den einzelnen Tridymitlamellen eingedrungen, wodurch diese um so besser gegenseitig abgegrenzt erscheinen. Kein einziges der übrigen als mikroskopische Gesteinsgemengtheile auftretenden Mineralien offenbart jemals eine solche charakteristische Aggregationsform. Das einzelne Blättchen ist frei von festen fremden Einschlüssen, in horizontaler Lage anscheinend einfach-, in geneigter schwach doppeltbrechend; Doppelbrechung positiv. Wie der makroskopische Tridymit z. B. im Siebengebirge vorzugsweise die drusen-

ähnlichen Klüfte zwischen den grösseren Sanidinkrystallen und der Grundmasse liebt, so sitzen auch die mikroskopischen Aggregate in den Dünnschliffen gern in der Nähe der Feldspathgrenzen.

Makroskopischer Tridymit wurde zuerst 1868 durch G. vom Rath in den Klüften eines sog. trachytischen Gesteins (Augitandesit) vom Berge San Cristobal bei Pachuca in Mexico aufgefunden und bestimmt; sehr bald häufte sich die Erkennung anderweitiger makro- und mikroskopischer Vorkommnisse in Trachyten, Hornblende- und Pyroxen-Andesiten, auch Rhyolithen ausserordentlich, so dass er jetzt als ein weitverbreiteter, wenngleich nirgendwo als besonders wesentlich auftretender Gemengtheil dieser kieselsäurereicheren tertiären Eruptivgesteine gelten muss, bisweilen vielleicht von secundärer Entstehung. Obschon Tridymit auch neben Quarz beobachtet wurde, so scheint er doch in den quarzführenden Gesteinen seltener zu sein, als in den quarzfreien, und auch in den glasreichen nicht eben häufig vorzukommen. Zufolge Iddings u. A. betheiligen sich seine Schüppchen neben Feldspathfasern auch an dem Aufbau von Sphärolithen. In vortertiären Eruptivgesteinen wurden reichliche Tridymite blos von Streng in den Cavitäten des Porphyrits von Waldbökelheim (Min. Mittheil. 1871. 74) und von Luedecke in einem Diabasporphyrit aus dem Quellgebiet der kleinen Leina (Thüringer Wald) entdeckt. — Tridymit hat sich nicht selten gebildet, wo fremde kieselsäurereichere Einschlüsse von Gesteinen oder Mineralien einer Einwirkung von Seiten des umgebenden basischen Eruptivmagmas unterlagen, z. B. in Quarzit- und Sandsteinfragmenten im Basalt. — In einem Augitandesit vom Grad-Jakán auf Java sei Tridymit zufolge Rosenbusch wahrscheinlich durch Zersetzung von Feldspath entstanden (Verh. naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. VI. 1873. 96). — Möhl gibt an, dass die pustulösen Kieselsäure-Incrustationen auf den dicken Apatitnadeln, welche die Drusen des Nephelinits von Meiches durchkreuzen, ebenfalls aus Tridymit bestehen sollen (Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1873. 603).

Auf den Hohlraumwänden des genannten Gesteins vom Cerro de San Christobal in Mexico beobachtete G. vom Rath (v. R. und Bauer, N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 287) noch eine weitere Modification der Kieselsäure, den Christobalit, als weisse, matte und wenig durchsichtige einfache Oktaëder (bis 2 mm gross) oder spinellähnliche Zwillinge. Die Analyse gab 91 % SiO_2 und 6,22 Fe_2O_3 nebst Al_2O_3; spec. Gew. 2,27 (v. R.), 2,34 (Mallard). Die Oktaëder, welche nicht etwa einen pseudoregulären Zwillingsstock von Tridymit darstellen, bestehen zufolge Mallard (Bull. soc. min. XIII. 1890. 172) aus drei tetragonalen Individuen, in denen die Richtungen der Basisflächen den drei Richtungen der Würfelflächen entsprechen; jede der drei oktaëdrischen Axen ist daher die Richtung einer optischen Axe. Bei 175° verschwindet, ähnlich wie bei Leucit, die Doppelbrechung, die Oktaëderform wird auch innerlich einfachbrechend, bei sinkender Temperatur wieder doppeltbrechend. Mittlerer Brechungsexponent 1,432. — Lacroix fand sehr kleine Kryställchen von Christobalit in einem mit Porricin bedeckten veränderten Quarzeinschluss in der Lava von Niedermendig, zusammen

mit Tridymit, so dass hier alle drei Modificationen der Kieselsäure vorkommen (Bull. soc. min. XIV. 1891. 1).

Feldspathgruppe.

Die gesteinsbildenden Feldspathe sind, soweit bis jetzt bekannt, zu unterscheiden in:

I. monoklinen Feldspath, oder Orthoklas, ein Silicat von Thonerde und vorwiegend Kali, daher auch eigentlicher Kalifeldspath, worin K : (Al_2) = 2 : 1, und (Al_2) : Si = 1 : 6; über die Wahrscheinlichkeit einer nur pseudomonoklinen Natur des Orthoklases siehe unten.

II. trikline Feldspathe; sie zerfallen in:
  1. Mikroklin, chemisch mit dem Orthoklas identisch;
  2. Plagioklase, nämlich
     a) Albit, ein Silicat von Thonerde und Natron, daher auch Natronfeldspath, worin übereinstimmend, wie im Orthoklas Na : (Al_2) = 2 : 1, und (Al_2) : Si = 1 : 6 ist. Orthoklas, Mikroklin und Albit sind daher die Alkalifeldspathe.
     b) Anorthit, ein Silicat von Thonerde und Kalk, daher auch Kalkfeldspath, worin Ca : (Al_2) = 1 : 1, und (Al_2) : Si = 1 : 2 ist.

Albit und Anorthit sind isomorph, und aus der Mischung ihrer beiden Substanzen gehen die zwischen diesen beiden Endesgliedern stehenden Kalknatronfeldspathe und Natronkalkfeldspathe hervor (Oligoklas, Andesin, Labradorit u. s. w.).

Orthoklas.

Der Name Orthoklas pflegt in doppelter Bedeutung gebraucht zu werden. Man versteht darunter einmal alle monoklinen Kalifeldspathe überhaupt, das anderemal blos diejenigen der älteren Massengesteine und krystallinischen Schiefer (eigentlicher Orthoklas), wobei dann die entsprechenden Feldspathe in den tertiären und recenten Eruptivgesteinen den Namen Sanidin tragen. Zunächst ist im Folgenden, wo nicht der letztere Gegensatz besonders hervorgehoben wird, von Orthoklas in dem erstgedachten weiteren Sinne die Rede.

Monoklin; bildet in den Gesteinen Krystalle und krystallinische Körner: in denjenigen mit Porphyrstructur ist der Orthoklas von mehr oder weniger regelmässiger Krystallbegrenzung, in den gleichmässig körnigen Eruptivgesteinen und krystallinen Schiefern meist nur theilweise damit versehen. Die regelmässigeren Krystalle sind mit 0P{001}(*P*), ∞P∞{010}(*M*), ∞P{110}(*T* und *l*), P∞{$\bar{1}$01} (*x*), 2P∞{$\bar{2}$01}(*y*), auch wohl mit 2P∞{021}(*n*), ∞P3{130}(*z*) und P{$\bar{1}$11}(*o*) ausgebildet, und theils rhombisch kurzsäulenförmig wenn ∞P, theils dick tafelartig wenn ∞P∞, theils sechsseitig kurzsäulenförmig wenn ∞P und ∞P∞, theils rechtwinkelig säulenförmig wenn bei Ausstreckung nach der Klinodiagonale

0P und ∞P̶∞ vorherrschen. Klocke beschrieb Orthoklaskrystalle von Schiltach im Schwarzwald, welche durch das zu grösserer Entwickelung gelangte Orthopinakoid ∞P̶∞ einen fast tafelartigen Habitus besitzen. — $\beta = 63^\circ 57'$, ∞P = 118°47′, P̶∞ : P = 129°43′, P̶∞ = 65°46′, 2P̶∞ = 35°45′. *P* und *M* bilden den charakteristischen Winkel von 90°, weshalb die für die triklinen Feldspathe bezeichnende Zwillingsbildung nach der Längsfläche hier nicht vorkommen und auf der Basis keine Erscheinung der Verzwillingung durch einspringende Winkel oder polysynthetische Streifung auftreten kann. In den Gesteinen mit Porphyrstructur pflegen die an der Grundmasse sich betheiligenden mikroskopischen Individuen des eigentlichen Orthoklases mehr nach allen Richtungen hin gleichmässig entwickelt zu sein, während die Sanidine in Folge ihrer tafelförmigen Ausbildung nach *M* oder ihrer longitudinalen Streckung nach der Klinodiagonale mehr leistenförmige Durchschnitte liefern.

Zwillingsbildungen erfolgen in den Gesteinen namentlich nach folgenden drei Gesetzen:

1) das Karlsbader Gesetz: Zwillings-Axe die Normale von ∞P̶∞ {100}, oder Zwillings-Ebene das Orthopinakoid, wobei jedoch die Individuen seitlich, also in der Richtung der Orthodiagonale an einander, oder gewöhnlich durcheinander gewachsen sind; die Basisflächen fallen also nach entgegengesetzter Richtung ein. Das allerhäufigste Gesetz, nach welchem besonders die dick tafelförmigen oder breit säulenförmigen, in Graniten und Porphyren eingewachsenen Krystalle zu Zwillingen verbunden sind. Selten sind die Individuen mit einander in einer Fläche des Orthopinakoids verwachsen, wie es G. Rose zuerst an den Krystallen im Syenitporphyr von Christiania beobachtete. Auch kommt wohl nach diesem Gesetz eine wiederholte Zwillingsbildung vor, indem mehrere Individuen neben einander, zum Theil auch hinter einander liegen. Bisweilen findet man zwei Karlsbader Zwillinge abermals symmetrisch zur Fläche 0P zweier ihrer Individuen, also nach dem Manebacher Gesetz verwachsen; ferner erfolgt mitunter eine Verwachsung von zwei Karlsbader Zwillingen nach dem Bavenoer Gesetz, wobei dann gewöhnlich eine gegenseitige Durchdringung stattgefunden hat. Über die ganz seltenen Verwachsungen Karlsbader Zwillinge nach ∞P {110}, nach ∞P̶3 {130}, nach P {$\bar{1}$11}, nach 2P̶∞ {$\bar{2}$01} vgl. Klockmann, Z. geol. Ges. 1879. 421 und Z. f. Kryst. VI. 1882. 500.

2) das Bavenoer Gesetz: Zwillingsebene (und fast immer auch Zusammenwachsungsfläche) eine Fläche des Klinodomas 2P̶∞ {021}; die Basisflächen stehen auf einander senkrecht. Kommt besonders bei den rectangulär-säulenförmigen Krystallen vor, von denen dann jeder nur mit der einen, von dem anderen Krystall weggewendeten Hälfte ausgebildet zu sein pflegt; wiederholt sich diese Zwillingsbildung, so entstehen zuletzt sehr regelmässige Vierlingskrystalle. Dieses Gesetz findet sich zwar gewöhnlich an den in Spalten und Drusen aufgewachsenen Orthoklasen verwirklicht, kommt aber auch ab und zu an denjenigen der Gesteinsmasse selbst vor. — Klockmann beobachtete im Granit des Riesengebirges, dass die einzelnen Individuen in der Richtung der Klinodiagonale

hinter einander lagen, also mit einer zu dieser Richtung senkrechten Fläche verwachsen waren.

3) Das Manebacher Gesetz: Zwillings-Ebene (und Zusammenwachsungsfläche) die Basis, wobei die Individuen meist nach der Klinodiagonale verlängert sind; kommt wohl am seltensten vor, z. B. in gewissen Quarzporphyren; auch an Feldspathstrahlen, welche zu Sphärolithen vereinigt sind. Mitunter geschieht es, dass zwei Manebacher Zwillinge symmetrisch zum Klinodoma, also nach dem Bavenoer Gesetz mit einander verwachsen.

Diese Zwillingsbildungen sind in der Regel nicht an ihren Contouren, bisweilen am Verlauf der Spaltrichtung in den verwachsenen Individuen zu erkennen; das optische Verhalten gibt über sie Aufschluss.

Spaltbarkeit nach der Basis und nach dem Klinopinakoid, beide sehr und fast gleich vollkommen, doch ist die erstere wohl noch etwas besser; die in dünnen Schnitten nach der Basis auftretenden Risse sind im Allgemeinen schärfer und geradliniger, zahlreicher und länger anhaltend als die nach $\infty\grave{P}\infty$, indessen fällt es manchmal schwer, beide von einander zu unterscheiden. Wie diese Spaltrisse auf den einzelnen Schnitten hervortreten und sich eventuell durchschneiden ist leicht einzusehen. Ausser diesen beiden gewöhnlichen Spaltrichtungen kommt bisweilen, und zwar, wie es scheint, ganz vorwiegend bei dem sog. Natronorthoklas (s. S. 218), im Schliff parallel *M* noch eine andere Richtung geringer Cohäsion durch Risse zum Ausdruck, welche einem steilen positiven Orthodoma entsprechen. Der Winkel, welchen diese Risse mit den durch die basische Spaltbarkeit erzeugten Rissen bilden, wird etwas verschieden zu ca. 72°—73° angegeben und das betreffende Orthodoma selbst daher von den einzelnen Autoren bald als $7\bar{P}\infty$ $\{\bar{7}01\}$ (Des Cloizeaux, Graeff), $\frac{15}{2}\bar{P}\infty$ $\{\overline{15}.0.2\}$ (Cross), $8\bar{P}\infty$ $\{\bar{8}01\}$ (Brögger) bestimmt. In sehr vielen Fällen entspricht dieser Theilbarkeit ein eigenthümlicher Farbenschiller oder Lichtschein. Jeremejew erwähnt noch eine, seiner Ansicht nach durch Druckverhältnisse bei der Umwandlung von Gesteinsgemengtheilen bedingte Spaltbarkeit parallel einer Fläche aus der orthodiagonalen Zone, welche mit der Basis Winkel von 68° 50′ und 111° 10′ bildet (N. Jahrb. f. Min. 1872. 405); sie ist vielleicht mit der ebengenannten Theilbarkeit in Verbindung zu bringen. — In Rhyolithen, Trachyten, Phonolithen u. s. w. sind die nach der Axe *a* leistenförmigen Querschnitte des Sanidins sehr häufig von nicht besonders geradlinigen und auch nicht scharf parallelen Rissen durchzogen, welche einer Theilbarkeit ungefähr nach dem Orthopinakoid entsprechen, und schon in dickeren Schliffen, wo die gewöhnlichen Spaltbarkeiten noch gar nicht hervortreten, sichtbar werden. Bei eigentlichen Orthoklasen scheint diese Absonderung nicht vorzukommen.

In den porphyrischen Gesteinen sind die Orthoklase oft durch mechanische Einwirkungen in einzelne Fragmente zerstückelt oder durch magmatische Corrosion selbst bis zu rundlichen Körnern deformirt. Die Orthoklase krystallinischer Schiefer, welche von der Schichtenfaltung stark betroffen wurden, zeigen wohl an ihren Rändern eine Zerlösung in einzelne abgebröckelte Partikel, eine Erschei-

nung, welche auf eine förmliche Quetschung zurückgeführt wird, und bis zu einer ganz breccienartigen Zertrümmerung gehen kann. Ein ganz ähnliches Ansehen weisen auch Orthoklase aus massigen Gesteinen auf, welche als Einlagerungen in solchen krystallinischen oder in sedimentären Schiefern vorkommen und mit in die gebirgsbildenden Druckprocesse hineingezogen wurden.

Neigung zur Bildung strahliger Individuen oder zu Aggregaten derselben ist den Orthoklasen im Ganzen, auch bei mikroskopischer Ausbildung, fremd. Doch kommen sphärolithartige Bildungen vor, welche aus stengeligem Orthoklas bestehen, oder büschelige, an den Enden zerfaserte Aggregate des letzteren finden sich wohl an ältere grössere Orthoklas-Individuen angesetzt. —

Zonenstructur ist verbreitet sowohl bei dem eigentlichen Orthoklas als namentlich bei dem Sanidin, bei frischer Substanz besonders gut bei Beleuchtung durch stark divergente Strahlen erkennbar, auch durch die Anordnung von mikroskopischen Interpositionen angedeutet, oder durch Umwandlungserscheinungen hervortretend.

H. = 6. G. = 2,54 . . . 2,58, sowohl bei Orthoklas als bei Sanidin, die reinste Varietät (Adular) nach Goldschmidt 2,571, absolut reiner Orthoklas nach Brögger 2,550; daher specifisch leichter als einer der triklinen Feldspathe, was für die mechanische Sonderung von Wichtigkeit ist. — In grösseren Individuen ist der eigentliche Orthoklas selten farblos, häufiger gefärbt, besonders röthlichweiss bis fleisch- und ziegelroth, gelblichweiss bis gelb, graulichweiss bis grünlichgrau, gewöhnlich nur wenig oder gar nicht durchscheinend; der etwas rissige Sanidin (glasiger Feldspath zum Theil) wasserhell, graulich und gelblichweiss, von höheren Graden der Pellucidität. Glasglanz, auf der basischen Spaltfläche oft Perlmutterglanz. Die nicht durch Zersetzung oder Interpositionen getrübten Orthoklase und Sanidine werden in den Präparaten farblos durchsichtig. Der Brechungsexponent ist niedrig, im Mittel 1,523, die Doppelbrechung ebenfalls recht schwach ($\gamma - \alpha =$ ca. 0,007 bis 0,005); am Adular vom St. Gotthard bestimmte Des Cloizeaux: $\alpha = 1,5190$, $\beta = 1,5237$, $\gamma = 1,5260$ für Na-Licht; selbst in dickeren Schliffen gehen die Interferenzfarben nicht über diejenigen erster Ordnung hinaus. Pleochroismus tritt nicht hervor.

Die Ebene der optischen Axen ist meist senkrecht auf dem Klinopinakoid, gleichsinnig geneigt mit der Basis und bildet mit dieser einen Winkel von ca. 5° im stumpfen Winkel β (bisweilen steigend bis zu 10°, wie es scheint bei höherem Natrongehalt), mit der Verticalaxe einen Winkel von 69°; die spitze Bisectrix (a) fällt in den klinodiagonalen Hauptschnitt und ist also gegen die Klinodiagonale unter 5° geneigt; $b = c$. Der Winkel der optischen Axen ist sehr variabel, bei den eigentlichen Orthoklasen $2V$ ca. 70°, bei den Sanidinen in der Regel kleiner. Sehr deutliche horizontale Dispersion $\varrho > v$. Ein fast vollkommenes Interferenzbild würde in einem Schnitt parallel $\infty P \infty$ erblickt werden; auf dem Klinopinakoid tritt die stumpfe positive Bisectrix (c) senkrecht aus. Auf basischen Spaltblättchen liegt die Auslöschungsrichtung parallel und senkrecht zur Kante $P:M$ oder zur Spaltbarkeit nach M. Auf dem Klinopinakoid beträgt, wie sich

aus Vorstehendem ergibt, die Auslöschungsschiefe ca. 21° gegen die Verticalaxe oder ca. 5° gegen die basischen Spaltrisse. Ein höherer Natrongehalt scheint sich optisch im Wachsen der Auslöschungsschiefe auf *M* geltend zu machen. — In ganz seltenen Fällen jedoch liegen bei gewissen Sanidinen (lose oder in Lapilli ausgeworfenen Krystallen, Sanidine im Trachyt vom Monte Amiata nach J. F. Williams, in italienischen Rhyolithen nach Bucca) die (dann auch einen kleinen Winkel bildenden) optischen Axen im Klinopinakoid, während die Bisectrix ihre Lage behauptet; *b* in diesem Falle = 𝔟 und $\varrho < v$; ja die Axenebene hat an verschiedenen Stellen wohl verschiedene Lage. — Als Wirkung einer durch Druck erzeugten Spannung wird die sog. undulöse Auslöschung aufgefasst, d. h. die mit dem Ort stetig wechselnde Orientirung der Elasticitätsaxen, doch kann diese Erscheinung vielfach auch auf einer versteckten Zwillingsbildung beruhen (vgl. S. 59).

In den Dünnschliffen zeigen die Karlsbader Zwillinge die Verwachsungsnaht hin und wieder von nicht geradlinigem, sondern etwas unregelmässigem Verlauf. Auf dem Klinopinakoid stehen die basischen Spaltrisse in beiden Individuen unter dem Winkel $2\beta = 127° 54'$ gegenseitig geneigt. Zeigt ein Schnitt scharfe Umrandung und die Trace der Verwachsung als scharfe Linie, so kann angenommen werden, dass er beinahe senkrecht steht auf der Symmetrie-Ebene, d. h. der Zone 0P : ∞P̶∞ (*P* : *k*) angehört. In allen Schnitten, welche ganz genau parallel der Orthodiagonale *b* gehen, löschen beide Individuen stets gleichzeitig aus, und liegen die Spaltrisse parallel den Auslöschungsrichtungen. Schnitte, welche jene Schärfe des Umrisses und der Verwachsungstrace nicht zeigen, sind schief gegen die Zone *P* : *k* gerichtet. Wenn alsdann die Auslöschungswinkel gross und symmetrisch sind, so liegt der Schnitt in der Prismenzone; wenn sie andererseits unsymmetrisch sind und die Winkeldifferenz sehr gross ist, so ist wahrscheinlich, dass der Schnitt in der Zone *P*:*M* des einen Individuums und in der Zone *P* : *x* des anderen liegt, d. h. in einer Zone, in welcher die Auslöschung des einen der Individuen nur langsam wächst (Zone *P* : *M*), die des anderen rasch (Zone *P* : *x*); sind die Auslöschungsschiefen sehr gering, so zeigt dies an, dass der Schnitt aus einer zwischen der angeführten *P* : *M* und *x* : *M* gelegenen Zone herstammt. — In Glasgesteinen beobachtet man wohl, wie zwei dünne Feldspathblättchen schief mit ihren *M*-Flächen übereinandergelagert sind, so dass sie sich nicht gegenseitig decken; da die beiden randlichen *P*-Flächen ca. 127° mit einander bilden, so liegen auch hier Karlsbader Zwillinge vor. — Für die Bavenoer Zwillinge ist es charakteristisch, dass in den mehr oder weniger quadratischen Querschnitten die Zwillingsnaht in der Diagonale gegen die Umgrenzung und gegen die Spaltrisse verläuft und im convergenten polarisirten Licht die Interferenzfiguren in den beiden Hälften senkrecht gegen einander stehen.

Fremde mikroskopische Interpositionen sind sowohl in dem eigentlichen Orthoklas als in dem Sanidin verbreitet. Wo diese Mineralien in porphyrischen Gesteinen vorkommen, zeigt es sich gewöhnlich, dass die grösseren zuerst ausgeschiedenen Individuen viel reicher an solchen Einschlüssen, die kleinen an

der Grundmasse sich betheiligenden Feldspathe fast ganz frei davon sind. Im Allgemeinen liegen die Interpositionen gern zonenweise vertheilt oder entweder insbesondere im Centrum oder an der Peripherie gehäuft. In den eigentlichen Orthoklasen scheinen die Interpositionen minder zahlreich zu sein, doch verhindert der oftmals weit vorgeschrittene umgewandelte Zustand derselben die allemal richtige Schätzung. Flüssigkeitseinschlüsse werden oft in frischeren Individuen beobachtet, auch Einschlüsse älterer benachbarter Mineralien (Eisenglanzblättchen, Glimmer, Zirkon u. s. w.), dunkle nadelförmige Mikrolithen (z. B. in dem sog. labradorisirenden Feldspath aus den pegmatitischen Gängen im südnorwegischen Augitsyenit). Rosenbusch ist der Ansicht, dass in den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald in den Vogesen der Orthoklas früher Flüssigkeitseinschlüsse enthielt, welche aber in Folge seiner vollkommenen Spaltbarkeit entwichen und dass man in den schmutzigrothen Flecken von Eisenocker, die er zahlreich umschliesst, einen durch gleichzeitige oder spätere Infiltrationen an die Stelle der früheren Flüssigkeitseinschlüsse getretenen Ersatz zu sehen habe. Sofern sich aber die Spalt b a r k e i t nicht auch in einem wirklichen Zerspaltet s e i n geäussert hat, ist nicht recht einzusehen, wie diese Möglichkeit das Entweichen der Flüssigkeitseinschlüsse hätte bewirken können. Glaseinschlüsse treten nur in den Orthoklasen gewisser Porphyrgesteine, nicht in denen der Granite, Syenite oder der krystallinischen Schiefer auf. Die häufige röthliche Farbe der Orthoklase rührt entweder von feinpulverigem Eisenoxyd her, dessen feinste Stäubchen — wohl als ursprüngliche Zumengungen — die Masse selbst imprägniren, oder wird andererseits durch eine secundäre Ablagerung von Eisenpigment blos auf den Spaltungsklüftchen hervorgebracht. — Der wasserklare Sanidin der jungeruptiven Gesteine enthält gewöhnlich ausser allerhand krystallinischen Interpositionen (z. B. Magnetit, Apatit, Nephelin, Nosean u. s. w.) solche von Glas, mehr oder weniger entglasten Partikeln, sowie Gasporen. Die trübe gestreifte oder geflammte Zeichnung auf den Flächen grosser Krystalle wird z. Th. durch Zonen von reihenförmig gruppirten mikroskopischen Poren und Rissen hervorgebracht (N. Jahrb. f. Min. 1872. 11). Die amorphen festen Einschlüsse und die Poren sind theils irregulär, theils in der Orthoklasform $0P \,.\, \infty P \,.\, \infty\bar{P}\infty \,.\, 2\bar{P}\infty$ gestaltet oder mit einem Theile dieser Flächen versehen. Flüssigkeitseinschlüsse treten im Sanidin nur ganz spärlich auf.

Von den Verwachsungen mit anderen Mineralien sind diejenigen Durchdringungen hervorzuheben, welche der eigentliche Orthoklas mit dem Quarz eingeht (schriftgranitische Implicationsstructur) und sodann die gesetzmässige Verwachsung, welche zwischen allen orthoklastischen Feldspathen einerseits und den triklinen Plagioklasen andererseits so oft und in verschiedener Weise erfolgt, wobei aber immer die Vereinigung eine solche ist, dass bei den beiden Feldspathen die Spaltungsfläche M parallel liegt und auch die Kante $M : l$ gemeinsam ist. Eine solche Verwachsung ist makroskopisch lange bekannt, z. B. bei den grossen, auf ∞P mit kleinen Albitkryställchen besetzten Orthoklaskrystallen von Hirschberg in Schlesien, von Harzburg, von Elba, aus den granitähnlichen Gängen des

sächsischen Granulitgebirges (vgl. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1871. 721; Credner, Z. geol. Ges. 1875. 158). Mikroskopisch handelt es sich hier bald um eine einseitige Aneinanderlagerung, bald um eine vollständige Umhüllung, bald um eine (namentlich beim eigentlichen Orthoklas der alten Masseng esteine und krystallinischen Schiefer ungemein häufige) gegenseitige gänzliche Durchdringung irregulärer Partikel. Diese Verwachsungen werden in der Regel erst im polarisirten Licht erkannt. Über weitere Besonderheiten derselben vgl. Perthit und Mikroperthit, Mikroklin.

Chemische Zusammensetzung des reinen Orthoklases nach zahlreichen Analysen $K_2(Al_2)Si_6O_{16}$, oder $KAlSi_3O_8$, mit 64,72 Kieselsäure, 18,35 Thonerde, 16,93 Kali; fast alle Analysen weisen kleine Mengen von Kalk, Eisen, Magnesia, Wasser auf, und namentlich neben dem Kali auch Natron, welches gewöhnlich zu 2 bis 3% vorhanden ist, ja in manchen Orthoklasen sind 5 bis 8% Natron aufgefunden worden. Die Sanidine scheinen durchschnittlich einen etwas höheren Natrongehalt zu besitzen als die eigentlichen Orthoklase. Über den Natrongehalt der Orthoklase s. unten S. 217. V. d. L. schwierig zu trübem blasigem Glas schmelzbar; auch in Phosphorsalz löst er sich schwer mit Hinterlassung eines Kieselskelets; mit Kobaltsolution färbt er sich in den geschmolzenen Kanten blau. Von heisser Salzsäure wird er nicht merklich angegriffen, durch Flusssäure aber sehr leicht zersetzt.

Orthoklas ist einer der Hauptgemengtheile vieler älterer Massengesteine (wie Granit, Syenit, Eläolithsyenit, Quarzporphyr, Orthoklasporphyr, Minette und krystallinischer Schiefer (wie Gneiss, Granulit), bald mit Quarz verbunden, bald ohne Quarz. Trikline Feldspathe sind in der Regel reichlicher oder spärlicher mit Orthoklas vergesellschaftet, auch Eläolith tritt, indessen bedeutend seltener, und dann fast stets unter gänzlichem Zurückstehen des Plagioklases neben dem Orthoklas auf. Diese hier trüben, äusserlich impelluciden Orthoklase dürften ihre jetzige Beschaffenheit erst durch die vorwiegend von aussen nach innen und zwar zunächst auf Blätterdurchgängen und Capillarklüftchen erfolgte molekulare Umwandlung einer einstmals klaren Feldspathsubstanz, welche in den granitischen Gesteinen vermuthlich mehr adularartigen als sanidinähnlichen Habitus besass, im Laufe der Zeit erlangt haben (vgl. Vogelsang, Philos. d. Geologie 191; Cohen, die zur Dyas geh. Gest. d. Odenwalds 1871. 26; Tschermak, Porphyrgest. Oesterreichs 1869. 10). Übrigens beginnt der Umwandlungsprocess auch nicht selten, anstatt am Rande, im Inneren des Orthoklases, namentlich wenn hier zahlreiche fremde Einschlüsse dazu die Gelegenheit boten, oder er heftet sich zuvörderst an die Grenzflächen der Schalen bei Zonarstructur. Die ganz farblosen oder mit einem schwach lichtgrünlichen bis lichtgelblichen Schein versehenen Substanzen, um deren Heransbildung es sich hier in erster Linie handelt, sind Muscovit und Kaolin; beide sind in manchen Fällen nicht mit Sicherheit von einander u. d. M. zu unterscheiden; dem Kaolin wird man wohl die mehr körneligen und feiner, auch regelloser aggregirten Producte zuschreiben, dem Muscovit die mehr lamellaren, stark doppeltbrechenden, bei denen die zarten mono-

tomen Blättchen parallel liegen mit der einen oder anderen der beiden Hauptspaltbarkeiten des Orthoklases, so dass z. B. in Schnitten nach dem Orthopinakoid diese neugebildeten Lamellen selbst zwei auf einander senkrecht stehende Systeme bilden. Die Lichtbrechung ist bei dem Kaolin stärker als bei dem Muscovit, in Folge dessen die Aggregate des ersteren etwas mehr reliefartig hervortreten. Bisweilen bilden diese Umwandlungsproducte auch rosetten- oder fächerähnliche Aggregate, welche es selbst zur Erzeugung eines Interferenzkreuzes bringen, oder andererseits im auffallenden Licht erdig erscheinende Klümpchen, bald weiss, bald durch Eisenoxydhydrat gefärbt. Bei der Umwandlung in Kaolin (G. = 2,2) wird das spec. Gew. des Orthoklases erniedrigt, bei der zu Muscovit (G. ca. um 3) wird es erhöht. Die bei beiden Umwandlungen frei werdende Kieselsäure ist manchmal an Ort und Stelle als secundärer Quarz zu finden. Brauneisenstein, Kalkspath, Pyrolusit infiltriren auf Klüften. — Sehr häufig hat den Orthoklas eine Umwandlung in Epidot oder Zoisit erfasst (vgl. auch Plagioklas, Epidot). Lagorio führt an, dass in einem schwarzen Porphyr von Wällikallio (Insel Hochland) eine Zersetzung des Orthoklases zu Epidot unter reichlicher Bildung von Tridymit vorkommt. Umwandlung des Orthoklases in Zeolithe scheint nur in natronreichen Pyroxensyeniten Südnorwegens bekannt.

Der Sanidin ist der orthoklastische Feldspath der jüngeren Rhyolithe, Trachyte, Phonolithe und verwandter Gesteine, mit denselben Associationsverhältnissen, wie der alte Orthoklas, begleitet in den einzelnen Fällen von Quarz, Plagioklas, Nephelin, hier auch von Leucit, Haüyn. Auch die Feldspathe gewisser alter Quarzporphyre sind von sanidinähnlichem Habitus. Umwandlungserscheinungen pflegt er nicht zu zeigen, mit Ausnahme seines Vorkommens in den Phonolithen, wo zeolithische Faseraggregate aus ihm hervorgehen.

Mikroklin.

Unter dem Namen Mikroklin waren von Breithaupt einige sonst zu dem Orthoklas gerechnete Feldspathe von diesem abgetrennt worden, weil er dieselben als nicht orthotom befunden hatte; später benutzte Des Cloizeaux jenen Namen, um damit den durch eine Reihe mühevoller Untersuchungen als weitverbreitet erkannten triklinen Feldspath zu bezeichnen, welcher krystallographisch dem Orthoklas möglichst nahe steht und als Kalifeldspath sogar chemisch mit ihm identisch ist, dessen Substanz daher mit der des Orthoklases dimorph ist (Comptes rendus, 82. Nr. 12; Ann. de chim. et de phys., 5. Sér. T. IX. 1876).

Triklin, in Dimensionen, Combinationen und Zwillingsbildungen dem Orthoklas ausserordentlich ähnlich; wird die Flächensignatur des letzteren auf den Mikroklin übertragen, so ist bei diesem nach Des Cloizeaux $P:T = 111°38'$; $T:l = 118°31'$; $T:M = 119°11'$; $P:M$ aber 90° 16′ (nach Schuster 90° 25′ bis 90° 30′, nach Klockmann 90° 7′, nach Sabersky an unverzwillingten Individuen 90° 29,4′). Die Abweichung des Winkels $P:M$ von 90°, welche die Krystalle in das trikline System verweist, ist zwar nicht immer zu constatiren,

dagegen sowohl die verschiedene Spaltbarkeit parallel den beiden Prismenflächen (sehr deutlich nach dem linken Prisma *T'*), als auch der sehr charakteristische Umstand, dass bei einer Spaltungslamelle parallel *P* die Auslöschungsrichtung nicht zur Kante *P*:*M* parallel und senkrecht geht (wie dies beim Orthoklas der Fall), sondern damit 15—16° bildet (und zwar in dem bei den Plagioklasen S. 227 erläuterten positiven Sinne), indem nämlich die stumpfe Bisectrix (c) diesen Winkel mit der Normalen auf *M* bildet, während sie beim Orthoklas senkrecht auf *M* steht. Die Ebene der optischen Axen ist fast genau senkrecht auf *P*, ihr Durchschnitt mit *M* bildet mit der stumpfen Kante *P*:*M* 5°—6° im stumpfen Winkel *ac*, weshalb Spaltblättchen parallel *M* eine von dieser Kante um + 5°—6° abweichende Auslöschung liefern, also wie beim Orthoklas.

Die Krystalle dieses Feldspaths sind aber, wenn sie auch äusserlich so aussehen, doch nur äusserst selten wirklich einfache Individuen, sondern vielmehr gewöhnlich polysynthetische Viellinge, indem darin sehr zahlreiche höchst feine regelmässige Lamellen (der üblichen Anschauung gemäss) nach zwei Zwillingsgesetzen, nach dem sog. Albit- und dem Periklingesetz mit einander verwachsen vorliegen. d. h. ein Theil der Lamellen ist nach dem Brachypinakoid *M* mit einander verzwillingt, und dieses System von Zwillingslamellen wird von einem zweiten anscheinend völlig rechtwinkelig (unter dem Winkel $\gamma = 89° 55'$) gekreuzt, indem für diese letzteren die Drehungsaxe die Makrodiagonale ist. Auf der Basis *P* sowie auf *x* zeigt sich diese Durchkreuzung bisweilen makroskopisch, in den an sich farblosen basischen Spaltblättchen gibt sie sich immer u. d. M. zwischen gekreuzten Nicols als ein feines farbiges rechtwinkeliges Gitterwerk zu erkennen. Parallel der Kante *P*:*M* erscheinen bunte Streifen, von denen die abwechselnden gleiche Farbe haben, und diese werden rechtwinkelig durchsetzt von den nach dem Periklingesetz verbundenen ähnlichen Lamellen. Da hier in je einem System der nach dem Albit- und der nach dem Periklingesetz verzwillingten Lamellen die Auslöschungsrichtungen zusammenfallen, so werden immer zwei zu einander senkrechte Gitterlinien gleichzeitig bei einer Schiefe von 15—16° gegen einen Nicolhauptschnitt dunkel. Die Erscheinung der Gitterstructur bleibt in ihren Grundzügen in allen Schnitten vorhanden, welche nicht parallel *M* gehen, nur wechseln natürlich die Winkel der Gitter nach der Schnittlage. In sehr vielen Fällen erreichen die beiden Lamellensysteme so ausserordentliche mikroskopische Feinheit, dass eben nur noch die rechtwinkelige Gitterstructur als solche mehr oder weniger deutlich hervortritt, es aber nicht mehr gelingt, die Auslöschungsschiefe der einzelnen Lamellen genau zu bestimmen. Die Basis ist in allen diesen Fällen stets nur eine Scheinfläche, da die Basen der Einzelindividuen in ihr verschieden, abwechselnd nach der einen und anderen Seite von $\infty\breve{P}\infty$ geneigt liegen; sie steht um so genauer senkrecht zu *M*, je gleichmässiger die Lamellen beider Systeme in ihr verlaufen. Doch gibt es auch Mikroklinkrystalle oder in den sonst gitterähnlich beschaffenen Mikroklinen Stellen, wo die Zwillingsbildung als eine einfache Lamellirung auf das Albitgesetz beschränkt ist.

Von Sabersky wurde hervorgehoben, dass die Erscheinung der Gitterstructur nicht eine Folge von doppelter Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz zu sein braucht, sondern auch durch die Annahme blos des Albitgesetzes erklärt werden kann. Eine Untersuchung zusammenhängender in verschiedenen Zonen liegender Schnittserien zeigte einen Aufbau des Mikroklins aus Mikro-Individuen, welche nach Art der albitischen, zuerst durch G. Rose vom Roc-tourné beschriebenen Zwillinge gebildet sind, in denen sich zwei tafelförmige, nach dem Albitgesetz verwachsene Individuen in Bezug auf die Ebene $\infty\bar{P}\infty$ {100} durchkreuzen. Bei den Mikroklinen sind diese parallel verwachsenen Mikro-Individuen als spindelförmige Körper entwickelt, wie sie durch Verrundung des Roc-tourné-Durchkreuzungszwillings entstehen. Die Durchschnitte sind bald im typischen Falle oblonge, der Länge und Quere nach viergetheilte Felder, durch deren Nebeneinanderlagerung eine rechtwinkelige Gitterung oder ein an Mattengeflecht erinnernder Anblick eintreten muss, bald ist der eine Flügel der Zwillingshälfte etwas verkümmert. Durch die Annahme eines solchen Aufbaues würde auch die Vertuschung und Verschwommenheit der Linien und Keile leicht erklärt werden können, welche doch beim Mikroklin ein anderes Ansehen gewährt, als sie sich z. B. an wirklich nach dem Albit- und Periklingesetz doppelt verzwillingtem Labradorit darbietet (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 359).

Auf den Spaltblättchen nach *P* treten aber gewöhnlich u. d. M. noch kleinere und grössere fleckenähnliche und mit dem umgebenden typischen Mikroklin durch Übergänge verbundene Partieen von meist etwas unregelmässiger Begrenzung hervor, welche sich dadurch auszeichnen, dass sie auch bei stärkster Vergrösserung ganz homogen erscheinen und zwischen gekreuzten Nicols dann dunkel werden, wenn die rechtwinkeligen Mikroklingitter mit den Nicolhauptschnitten zusammenfallen, sich daher als dem Orthoklas angehörig erweisen. Von den Stellen, wo die normale Mikroklinauslöschung in jedem einzelnen Lamellensystem erkannt werden kann, bis zu den Partieen, wo die Lamellirung auch bei starker Vergrösserung mehr vermuthet, als sicher beobachtet werden kann, bis zu denen, welche sich selbst auch dann ganz normal homogen und monoklin verhalten, existiren alle Übergänge und es ist deshalb recht wahrscheinlich, dass auch diese letzteren Partieen nur aus submikroskopisch lamellirtem Mikroklin bestehen, dessen Lamellen parallel den Flächen ∞P verwachsen sind, obwohl sie in Zwillingsbildung nach dem gewöhnlichen Albitgesetz orientirt scheinen. Andererseits gibt es aber nach Brögger im Mikroklin auch scheinbar einheitliche Theile, welche nicht wie beim Orthoklas gerade auslöschen, sondern auch alle möglichen Werthe zwischen 0° und 15° haben können, je nachdem die beiden Lamellensysteme im Gleichgewicht sind, oder das eine oder andere in der submikroskopischen Lamellirung vorherrscht (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 561). — Ausserdem verlaufen in dem Mikroklin u. d. M. unregelmässig contourirte, oft verzweigte Schnüre und Bänder von Albit hindurch, meist mehr oder weniger parallel einer Kante zwischen Basis und Makropinakoid, seltener einer solchen zwischen Basis und Prisma; sie sind auch fein verzwillingt nach *M* und zeigen

(in den gedachten basischen Schnitten) eine Auslöschungsschiefe von nur 4°. In Folge ihrer stärkeren Doppelbrechung geben sie bei gleicher Dicke etwas lebhaftere Interferenzfarben als die beiden anderen Feldspathe. — In einem parallel *M* gespalteten Blättchen bildet, wie aus dem oben Angeführten hervorgeht, die Auslöschungsrichtung des Mikroklins einen Winkel von 5° mit den hier hervortretenden Spaltrissen nach *P*, liegt also genau so wie beim Orthoklas, weshalb die eingelagerten Orthoklasparticen auf solchen Schnitten nach *M* nicht durch abweichende Auslöschung erkennbar werden. Die eingelagerten Albitschnüre gehen hier fast parallel der Verticalaxe und löschen unter einem Winkel von annähernd + 19° (vgl. S. 228) gegen diese aus.

Doch gibt es auch echte und zwar in selbständigen Krystallen auftretende (nicht nur partieenweise vertheilte) Mikrokline, denen das Attribut des gegitterten Zwillingsbaues gänzlich fehlt. Cohen berichtete von ungegittertem Mikroklin aus odenwälder Gängen. Auch in Pegmatiten, welche zu dem Meissener Granit gehören, sind zufolge Sauer die über eigrossen und frischen (von Albitschnüren perthitisch durchzogenen) Mikrokline nicht ausschliesslich mit der schön entwickelten Gitterstructur versehen, sondern sie bieten sich auch und zwar anscheinend vorwiegend, mit optisch homogener, weder zwillingsgestreifter noch gegitterter Substanz dar. Dass es sich bei diesen blassröthlichen, äusserlich ganz einem Orthoklas gleichenden Feldspathen in der That um Mikroklin handelt, zeigt die geringe Abweichung des Spaltungswinkels *P*:*M* von 90°, die auf 0P nicht gerade, sondern gegen die Kante *P*:*M* unter 15°—16° schief stehende Auslöschung (Auslöschung auf *M* auch in normaler Weise 5°); hier liegt also einfacher Mikroklin ohne irgend eine Zwillingsbildung vor (doch wird auch hier nach einer späteren Mittheilung die optische Homogenität stellenweise unterbrochen durch vereinzelte oder schaarenweise auftretende und dann rechtwinkelig gegitterte zarte Mikroklinlamellen, welche in ihrer Stellung zum Hauptindividuum dem Albit- und Periklingesetz gehorchen). Da nun aber das Fehlen der den Mikroklin sonst unzweifelhaft verrathenden Gitterstructur ihn nur in orientirten Schnitten vom Orthoklas unterscheidbar und nachweisbar macht, diese aber in Dünnschliffen nicht vorliegen, so ist, wie Sauer mit Recht betont, nicht ausgeschlossen, dass einfacher Mikroklin auch als Gesteinsgemengtheil bisher neben Orthoklas unerkannt geblieben sein mag und möglicherweise eine grössere Verbreitung besitzt (Sauer, Section Meissen 1889. 23; Sauer und Ussing, Z. f. Kryst. XVIII. 192). Auch Sabersky beschreibt unverzwillingten Mikroklin aus einem argentinischen Pegmatit, desgleichen Rosiwal solchen aus Graniten des centralen Balkan.

Die dem blossen Auge anscheinend einfachen, thatsächlich aber detaillirt polysynthetischen Krystalle des Mikroklins verwachsen mit einander zu Zwillingen, welche dem Karlsbader Gesetz des Orthoklases entsprechen. — 0P{001} ist auch hier die vollkommenste Spaltbarkeit, die nach $\infty\breve{P}\infty$ {010} (*M*) wie beim Orthoklas etwas minder gut. — Ussing bestimmte (Z. f. Kryst. XVIII. 206) für Na-Licht $\alpha = 1{,}5224$, $\beta = 1{,}5264$, $\gamma = 1{,}5295$; $2V = 83°41'$. — G. im ganz reinen Zustand = 2,550. Eine Analyse des ganz reinen (orthoklas- und albitfreien)

Mikroklins von Magnet Cove in Arkansas ergab nach Pisani: 64,30 Kieselsäure, 19,70 Thonerde, 0,74 Eisenoxyd, 15,60 Kali, nur 0,48 Natron, 0,35 Glühverlust; das in anderen etwas reichlicher (bis 3,95%) vorkommende Natron scheint stets von der Menge des u. d. M. nachweisbaren Albits abzuhängen.

Der typische Mikroklin erscheint in einer Anzahl von Graniten (u. a. insbesondere in dem sog. Schriftgranit), Syeniten, Eläolithsyeniten, und zwar neben dem Orthoklas, manchmal so reichlich, dass er fast allein den Kalifeldspath abgibt; ausgebildete Krystalle finden sich nur, wo die Individuen in Hohlräume hineinragen. Den Quarzporphyren und quarzfreien Porphyren mit krystallinischer Grundmasse ist er auch nicht fremd, doch tritt er hier viel spärlicher erkennbar auf. In den jüngeren Eruptivgesteinen spielt ein so beschaffener Kalifeldspath jedenfalls keine so auffällige Rolle. Dagegen stellt er sich reichlich in gewissen krystallinischen Schiefern, z. B. manchen Gneissen ein.

Verhältniss von Orthoklas und Mikroklin. Wie angeführt ist der trikline Mikroklin mit dem als monoklin erscheinenden Orthoklas als das Kalithonerdesilicat $KAlSi_3O_8$ chemisch identisch, und die Zusammensetzung der Mikroklinkrystalle aus zahlreichen Zwillingslamellen stets derart, dass ihre äussere Gestalt völlig monoklin- und orthoklasähnlich ausfällt. Das Präparat eines und desselben Krystalls zeigt hier einerseits Stellen mit allerdeutlichster Zwillingslamellirung, durch ganz allmähliche Übergänge verbunden mit solchen von so überaus feinem Aufbau aus Lamellen, dass letztere an der äussersten Grenze mikroskopischer Sichtbarkeit stehen und diese gehen wieder über in fleckenweise Partieen, welche auch bei stärkster Vergrösserung nichts mehr von Zwillingsbildung offenbaren und sich optisch als homogen und zwar als wirklich monoklin erweisen; sie unterscheiden sich in nichts von den Präparaten der Orthoklase. Auch diejenigen Stellen können schon orthoklasartig im basischen Schnitt parallel und senkrecht zur Kante PM auslöschen, in denen man zwar bei schwächerer Vergrösserung die Lamellen nicht mehr erkennt, bei stärkster aber ihr Vorhandensein mehr ahnt als einigermassen sicher wahrnimmt. Es hat daher, nachdem schon Mallard 1876 eine ähnliche Ansicht geäussert, Michel Lévy die Vermuthung ausgesprochen, dass das, was als homogener monokliner Orthoklas erscheint, überhaupt nur das Resultat einer allerfeinsten, mit unseren gewöhnlichen Hülfsmitteln nicht mehr nachweisbaren Verzwillingung von triklinen Mikroklinlamellen nach dem Albit- und Periklingesetz sei; zugleich zeigte er speciell, dass die optischen Eigenschaften des Orthoklases in der That durch submikroskopische Zwillingsverwachsung trikliner Lamellen zu Stande kommen können: das Brachypinakoid wird zu einer Symmetrie-Ebene, welche zugleich die Ebene der optischen Axen ist, die als Zwillingsaxe wirkende Makrodiagonale, nahezu mit der Normalen zum Brachypinakoid zusammenfallend, wird zur optischen Normalen (Bull. soc. minér. 1879. No. 5; vgl. Z. f. Kryst. IV. 1880. 632 oder N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 174). Zu Gunsten dieser Auffassung lässt sich auch anführen, dass Orthoklas und Mikroklin gleiche Cohäsionserscheinungen und ein übereinstimmendes spec. Gewicht zeigen, entgegen dem sonstigen

Verhalten bei dimorphen Substanzen. Diese Ansicht ist weiterhin zunächst von Becke gestützt worden, dessen Beobachtungen »sehr dafür zu sprechen scheinen, dass manche als Orthoklase erscheinenden Feldspathe nur extrem fein ausgebildete Mikrokline sind« (Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 199), sodann durch Kloos (N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 100); vgl. auch Groth, Tabell. Übers. d. Mineralien 1889. 138; namentlich aber gereichen ihr die sehr eingehenden Untersuchungen Brögger's über südnorwegische Feldspathe (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 524 ff. in hohem Maasse zur Begründung. Groth betrachtet den Orthoklas als das betreffende Silicat von derartiger Krystallstructur, dass die einzelnen Molekularschichten von triklinem Charakter regelmässig mit einander alterniren und in gegenseitiger Zwillingsstellung stehen, wodurch für den Krystall äusserlich das monokline System resultirt, indem hier die geringen geometrischen Abweichungen, welche der Mikroklin vom monoklinen System zeigt, durch die Art des Aufbaues vollständig ausgeglichen sind. Beim Mikroklin wäre je eine grössere Zahl aufeinander folgender trikliner Molekularschichten parallel gestellt, so dass sie eine als solche erkennbare Lamelle bilden, welche dann mit dem benachbarten Complex von parallelen Molekularschichten sich in Zwillingsstellung befindet.

Bei dieser Auffassung des Orthoklases als eines nur pseudomonoklinen Minerals, gewissermassen als eines Kryptomikroklins fällt die immer unbequem gewesene Anerkennung einer Dimorphie des Silicats $KAlSi_3O_8$ hinweg. Immerhin ist in dem mikroskopisch-optischen Verhalten zwischen Orthoklas und typischem Mikroklin ein so erheblicher Unterschied, dass beide auch fernerhin auseinandergehalten zu werden verdienen. Nach der im Vorstehenden entwickelten Ansicht würde daher der Orthoklas zu definiren sein als ein Kalifeldspath, dessen Mikroklinnatur nicht unmittelbar nachgewiesen werden kann.

Nach einer anderen Ansicht, welche zuerst in Lehmann (Sitzg. schles. Ges. f. vaterl. Cultur vom 20. Jan. 1886) ihren Vertreter gefunden hat, ist der Kalifeldspath ursprünglich und wo er im normalen Zustande bewahrt blieb, monokliner Orthoklas, während die als Mikroklin sich kundgebende trikline gitterartig-zwillingsgestreifte Ausbildungsweise als eine secundäre molekulare Umwandlung betrachtet werden müsse, indem diese Structur sich überall einstelle, wo mechanische Einwirkungen zu erkennen seien. Daher komme es auch, dass selbst solche Platten, welche anscheinend in ihrer ganzen Ausdehnung die Mikroklinstructur in der schönsten Weise entwickelt haben, hier und da eine Stelle zeigen, welche sich optisch wie Orthoklas verhält und um welche herum dann alle möglichen Auslöschungsschiefen, von 0° angefangen bis zu der am Mikroklin zu messenden von ca. 16° beobachtet werden können. Eine ähnliche Vorstellung scheint auch Chelius bei der Beschreibung der mechanischen Deformation eines Granitporphyrs von der Glashüttenmühle bei Eberstadt im Sinne zu haben. Weiterhin versuchte Rinne (N. Jahrb. f. Min. 1890. II. 66) an einigen Beispielen zu zeigen, »dass der Feldspath mit Mikroklinstructur unter Verhältnissen vorkommt, welche, wenn man sie im Überblick zusammenfasst, die Vorstellung nahe legen, dass die Entwickelung der Zwillingslamellen secundärer Art und zwar eine Druckwirkung

ist«. Die Argumentation beruht darauf, dass in der nächsten Nähe der Stellen, welche eine mechanische Zertrümmerung erlitten haben, sich auch die charakteristische Mikroklinstructur vorfindet und dass Zonen und Flecke mit gitterförmiger Zwillingsbildung feinste und zarteste Sprünge im Krystall begleiten. In dem bei weitem grössten Theil des betreffenden Feldspathdurchschnittes ist allerdings keine Zwillingslamellirung zu erkennen, und wenn gerade an einigen gröberen (z. Th. mit gelblichen Verwitterungsproducten ausgefüllten) Rissen im Feldspath die Zwillingslamellirung fehlt, so wird dies durch die Annahme erklärt, dass das Spannungsverhältniss sich hier durch den kräftigeren Sprung löste. Auch sonst ist noch mehrfach das Auftreten der Mikroklingitterung als ein Druckphänomen aufgefasst worden, so von R. Brauns, welcher diese Fragen ausführlich behandelt in seinem Werk über die optischen Anomalieen der Krystalle (gekr. Preisschrift d. F. Jablonowski'schen Ges., Leipzig 1891. 131). Futterer führt an, dass in den normalen Quarzporphyren von Thal bei Eisenach Mikroklin ganz fehlt, dass sich aber bei den stark gestreckten Gesteinsvarietäten stellenweise in den Orthoklasen Zwillingsstreifung des Mikroklins zeigt und zwar seien die Zwillingslamellen in den stärker gestreckten Gesteinen viel breiter und präciser als in den weniger mechanisch beeinflussten.

Zur Unterstützung dieser Ansicht werden die Versuche Förstner's angerufen, welchem es gelang, in Spaltungsstücken des Natron-Orthoklases von Pantelleria, welche einem unmessbaren Druck mittels Schraubenvorrichtung bis zum Beginn der Zersplitterung ausgesetzt wurden, trikline Zwillingsbildungen dadurch zu erzeugen; das Innere der Stücke blieb unverändert, während die durch den Druck zersplitterten Theile »optische Störungen, bezw. zum Theil entgegengesetzt auslöschende, in der Regel streifenförmige Bestandtheile auf den basischen Endflächen aufzuweisen hatten, welche neu entstandenen Individuen von lamellarer Gestalt angehören dürften. Diese Streifen zeigen in jeder Platte unter sich parallele Auslöschung nach den beiden entgegengesetzten Richtungen und verlaufen grösstentheils sehr annähernd parallel der Trace von *M*, weichen aber zum Theil bis 6° von dieser Richtung, oftmals in fächerförmiger Stellung ab« (Z. f. Kryst. IX. 1884. 351).

Bei der Beurtheilung der vorliegenden Frage ist es allerdings nicht ausser Augen zu lassen, dass der Mikroklin fast ganz ausschliesslich an die alten, mechanischer Einwirkung ausgesetzt gewesenen massigen Gesteine und krystallinischen Schiefer gebunden ist, und in den jüngeren oberflächlichen Eruptivablagerungen sozusagen als ausgeschlossen gelten muss. Dass Mikroklingitterung ebenso wie einfache Zwillingsbildung durch Druck entstehen kann, ist schwerlich in Abrede zu stellen. Aber andererseits darf auch, als gegen die Verallgemeinerung der Lehmann'schen Ansicht sprechend, nicht vergessen werden, dass der Mikroklin in so ausgezeichneten aufgewachsenen Krystallen auftritt, welche, wenn sie auch z. Th. mit ihren unteren Enden in der Gesteinsmasse wurzeln, doch mit ihren oberen in Hohlräume hineinragen, innerhalb deren ein auf sie ausgeübter Gebirgsdruck nicht zu constatiren ist. Auch hat Sauer mit vollem

Recht hervorgehoben, dass die von Lehmann angenommene Entstehung des Mikroklins aus normalem Orthoklas, die Auffassung, dass sein trikliner Charakter und seine Zwillingsstreifung secundär, aber eben für ihn bezeichnend sei, erschwert werde durch den Nachweis ungegitterten einfachen Mikroklins (vgl. S. 210). Für die Ursprünglichkeit des Mikroklins z. B. in dem meissener Biotitgranit spricht nach ihm die Thatsache, dass er hier constant und reichlich ist, während er in dem durch Übergänge verbundenen Syenit, welcher genau identische geotektonische Verhältnisse aufweist, völlig fehlt.

Übrigens ist es, wie Benno Kühn richtig bemerkt, nicht statthaft, in jedem Falle, wo ein Orthoklas in Folge von Druckwirkung gitterartig sich durchkreuzende Zwillingslamellirung annimmt, von secundärer Mikroklinstructur zu reden, sofern es nicht ausgemacht ist, ob hier die Zwillingsbildung auch dem bestimmten Mikroklingesetz angehört und nicht etwa nach beliebigen Flächen erfolgt, die nur von der Druckrichtung abhängig sind (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 295).

Perthit. Das zuerst unter diesem Namen beschriebene Mineral von Bathurst und Township bei Perth in Canada erscheint zwar wie ein röthlichbrauner Orthoklas, ist aber, wie Breithaupt gezeigt hat, ein sehr deutlich lamellares Aggregat von Kalifeldspath (von ihm hier als Orthoklas bestimmt) und Albit; dem röthlichbraunen Kalifeldspath sind nämlich zahlreiche, dem orthodiagonalen Hauptschnitt parallele Lamellen eines weisslichen triklinen Feldspaths eingeschaltet, deren Ränder auf den Spaltungsflächen des Aggregats eine parallele Streifung hervorbringen. Es gibt Vorkommnisse, in denen diese Lamellen 2—3 mm Breite besitzen. Der Kalifeldspath ist an und für sich farblos und seine röthlichbraune Farbe wird durch sehr viele interponirte mikroskopische Schuppen von Eisenglanz bedingt. D. Gerhard fand das spec. Gew. der rothen Lamellen 2,570, der weissen 2,614, und, bei gesonderter Analyse, in jenen 12,16 Kali gegen 2,25 Natron, in diesen 3,34 Kali gegen 8,50 Natron (Z. geol. Ges. 1862. 155). Später sind solche mehr oder weniger makroskopisch lamellar ausgebildete Perthite von manchen anderen Orten noch bekannt geworden; vgl. z. B. die von D. Gerhard weiterhin angegebenen Vorkommnisse, Streng's Feldspath von Harzburg (N. Jahrb. f. Min. 1871. 721), die von Herm. Credner in den Pegmatitgängen des sächsischen Granulitgebirges beschriebenen (Z. geol. Ges. 1875. 158).

Dieselbe lamellare Verwachsung von Kalifeldspath und Albit wiederholt sich nun auch im blos mikroskopischen Maassstabe und wird dann nach dem Vorgang von Becke Mikroperthit genannt. Was den sich dabei betheiligenden Kalifeldspath anbetrifft, so ist derselbe, wo die Erkennung deutlich gelingt, bald homogen erscheinender, sich monoklin verhaltender Orthoklas, bald aber auch mit den Eigenschaften des Mikroklins versehen, dessen Gegenwart zuerst Mann, und zwar in dem canadischen Perthit selbst, nachwies (N. Jahrb. f. Min. 1879. 389). Eine Zwillingsverwachsung von vorwaltendem grünem Mikroklin mit weissen Lamellen und Keilen von Albit, welche senkrecht zur Kante $P:M$ verlaufen, beobachtete auch gleich darauf Klein in einem Amazonenstein von Lille Hoseid, s. w. von Christiania (N. Jahrb. f. Min. 1879. 532),

und fast gleichzeitig fand Neubauer im Granit der Königshainer Berge bei Görlitz grünen Mikroklin ($P:M$ 90° 30′), in welchem ungefähr parallel zur Kante zwischen P und M zwillingsgestreifte weisse Albitlamellen (mit Auslöschungsschiefen von 4° bis 5°) eingelagert waren (Z. geol. Ges. 1879. 410).

Darnach wäre, wo die nur u. d. M. zu führende Unterscheidung möglich, Orthoklasmikroperthit und Mikroklinmikroperthit auseinanderzuhalten. Makroskopisch können diese Mikroperthite vollkommen homogen aussehen. Die Analyse solcher Mineralien muss natürlich Kali und Natron zugleich ergeben.

Eine eigenthümliche Ausbildungsweise des Mikroperthits liegt in denjenigen Feldspathen vor, deren Schnitte u. d. M. eine charakteristische sehr feine Faserung erkennen lassen, und welche in Granuliten, Gneissen und anderen Gesteinen recht weit verbreitet sind. Becke that zuerst an geeigneten Präparaten dar, dass es sich hier um eine mikroperthitische Verwachsung handelt, indem dem Kalifeldspath schmale unregelmässig gestaltete und oft sich auskeilende Lamellen eines Plagioklases (aus der Oligoklas-Albitreihe) nahezu parallel der Querfläche und dem verticalen Prisma eingelagert sind, welche besonders in Schnitten parallel der Längsfläche als spindelförmige Durchschnitte erscheinen und bisweilen einen an ein aufgedrehtes Seil erinnernden Anblick gewähren. In den meisten Fällen muss es bei diesen »faserigen Feldspathen« unentschieden bleiben, ob der Träger der Plagioklas-Interpositionen wirklich homogen erscheinender Orthoklas oder überaus fein gegitterter Mikroklin ist (Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 189). Vgl. auch Dathe's Untersuchungen über die faserigen Orthoklase des Granulits in Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 12, welchen überaus zahlreiche Angaben über weitere Vorkommnisse gefolgt sind.

In den besser entwickelten Orthoklasmikroperthiten pflegen die Begrenzungsflächen der einander durchdringenden Feldspathe recht unregelmässig, die Art der Verwachsung zwar der Hauptsache nach übereinstimmend, aber doch im Einzelnen nicht ganz constant zu sein. Das verschiedene Lichtbrechungsvermögen zeigt sich schon im gewöhnlichen schief auffallenden Licht, die abweichenden höheren Interferenzfarben des Albits treten bereits in sehr dünnen Schliffen hervor. Die Auslöschungsschiefe ist auf der Basis gegen die Trace von M: für den Orthoklas = 0, für den Albit = $4\frac{1}{2}°$; auf M gegen die Trace der Basis: für den Orthoklas ca. 5°, für den Albit ca. $19\frac{1}{2}°$. Brögger hebt hervor, dass zwar in den meisten der von ihm untersuchten norwegischen Perthite die Albitlamellen anscheinend parallel dem Orthopinakoid oder den Prismenflächen im Orthoklas eingelagert sind, dass aber in anderen die Verwachsungsebene durchgehends nicht der Verticalaxe parallel ist, sondern mit derselben ca. 7°—8° (mit der Trace der basischen Spaltbarkeit auf M ca. 70°—72°) bildet, daher wahrscheinlich als $8P\infty$ {801} gelten muss. Osann theilt mit, dass bei den Sanidinmikroperthiten (aus den Sanidinitbomben) von S. Miguel die Albitlamellen auf 0P{001} mit ihrer Längsrichtung senkrecht zu den orthopinakoidalen Spaltrissen lagern, indessen auf M nicht parallel der Verticalaxe befunden werden, indem sie mit der Basis

einen Winkel von nahezu 106° im spitzen Winkel β bilden; ihre Stellung entspricht daher hier dem Orthodoma 13P∞{$\bar{1}$3.0.1}, welches gegen 0P unter 106° 46′ geneigt ist. — In den Mikroklinmikroperthiten besitzt der Mikroklin sehr wechselnde Ausbildung, bald evident und ausgezeichnet fein gegittert, bald blos einfach zwillingslamellirt (wobei dann im Schnitt nach 0P die Lamellen unter dem gewöhnlichen Winkel, ca. 15°, rechts und links auslöschen), bald aber auch derart, dass die Zwillingsbildung selbst bei stärkerer Vergrösserung mehr geahnt als sicher beobachtet werden kann. Und diese Stellen sind durch Übergänge mit solchen verbunden, welche, soweit unser Erkennungsvermögen geht, als einheitlich und als Orthoklas gelten müssen. Auch das Verhalten solcher Perthite, welche theils aus Mikroklinmikroperthit, theils aus Orthoklasmikroperthit bestehen, deutet wieder darauf hin, dass der Unterschied dieser beiden Ausbildungsformen des Kalifeldspaths nicht wesentlich, sondern nur scheinbar ist (vgl. Brögger, Z. geol. Ges. XVI. 1890. 554). Übrigens ist die Vertheilung des Mikroklins und des Albits oft recht unregelmässig, indem bald der eine, bald der andere stark vorherrscht, an anderen Stellen wieder eine höchst innige netzartige Durchwachsung und Durchkreuzung beider stattfindet.

Unter dem Einfluss der Zersetzung wird aus dem Perthit der Albit herausgelöst und der übrigbleibende Kalifeldspath zeigt dann eine fibröse, lamellare oder zellige Beschaffenheit.

J. Lehmann ist der Ansicht, dass der (von aussen zugeführte) Albit der Perthite secundär in den Kalifeldspathen eingelagert ist und dass die Räume, welche er jetzt einnimmt, als Contractionsrisse anzusehen sind, welche z. Th. durch Ätzung erweitert wurden; da durch plötzliche Abkühlung in kaltem Wasser (»Schrecken«) eines Adulars gerade in der Richtung der Querfläche und des verticalen Prismas sehr zahlreiche Contractionsrisse entstanden, so erblickt er hierin auch die Deutung der Erscheinung, dass die Albiteinlagerungen in den Perthiten so selten den beiden Tracen der vollkommenen Spaltbarkeit folgen, dagegen gerade jene eben erwähnten beiden Richtungen einhalten (Z. f. Kryst. XI. 608). — Bei der Untersuchung eines natronreichen Orthoklases aus dem Granit von Socotra beobachtete Sauer dagegen ein an Ort und Stelle erfolgendes Hervorgehen des Albits aus dem Orthoklas wohl in Folge des Zerfallens der innigen chemischen Mischung von Kalisilicat und Natronsilicat; der gleichmässig vom Rande einwärts dringenden Verwitterung folgt eine ebenfalls vom Rande aus nach innen vorschreitende Aufklärung, welche sich u. d. M. als unregelmässig begrenzte Ansiedelungen eines farblosen fein zwillingsgestreiften Albits (spec. Gew. 2,6...2,64) zu erkennen gibt; schliesslich durchzieht diese farblose Mineralsubstanz ganz den trüben Orthoklas, theils in parallelen Streifen, theils in sich verästelnden Bändern, welche sämmtlich gleich orientirte Zwillingsstreifung zeigen, so dass das Ganze einen perthitartigen Eindruck macht (Z. geol. Ges. XL. 1888. 146).

Natronorthoklas. Es existirt in den Analysen eine vollkommene Reihe von fast natronfreiem Orthoklas bis zu solchem mit selbst vorwiegendem Natron-

silicat. Reiner Natronorthoklas, d. h. das Silicat $Na_2Al_2Si_6O_{16}$ mit den morphologischen und optischen Eigenschaften des monoklinen Systems ist aber bis jetzt noch nicht gefunden. So werden unter dem Namen Natronorthoklas natronreiche Orthoklase verstanden. H. Förstner glaubte auf Pantelleria am Monte Gibele und bei Cuddia-Mida einen solchen »Natronorthoklas« gefunden zu haben, d. h. wenigstens einen Feldspath, welcher an dem letzteren Orte sogar 4 Mol. des Natronthonerdesilicats (Albitsubstanz) auf nur 1 Mol. des Kalithonerdesilicats (Orthoklassubstanz) enthält (7,99 % Natron auf 2,53 Kali) und gleichwohl dem monoklinen System, aber mit möglichster Winkelannäherung an den Albit, angehöre (Z. f. Kryst. I. 1877. 547). C. Klein hat indessen überzeugend dargethan, dass wenigstens der Feldspath des erstgenannten Fundpunktes nicht monoklin, sondern triklin (Oligoklas) ist (Nachr. d. G. d. W. z. Göttingen, 1878. Nr. 14; N. Jahrb. f. Min. 1879. 518). Indem Förstner dies für beide zugab, beschrieb er in Z. f. Kryst. VIII. 1883. 128 zwei andere Feldspathe von Pantelleria, welche unzweifelhaft monoklin (Sanidine) sind, in deren Mischung das isomorphe Natronsilicat mehr als die Hälfte ihrer Moleküle bildet; sie ergeben 2,1 Mol. $Na_2Al_2Si_6O_{16}$ auf 1 Mol. $K_2Al_2Si_6O_{16}$ und sind gleichwohl krystallographisch und optisch in jeder Hinsicht monoklin; dabei ist ∞P (119° 50′) dem des Albits sehr genähert; Auslöschungsschiefe auf M gegen die Spaltungstrace von $P = 9°—10°$. — Auch hatte Brögger schon in den südnorwegischen Augitsyeniten, namentlich auf deren grobkörnigen Gängen in grosser Verbreitung eigenthümliche monokline, an Natron reiche Orthoklase nachgewiesen, welche er ebenfalls Natronorthoklas nannte; derselbe hat im Maximum 2,2 Mol. Natron auf 1 Mol. Kali und enthält auch etwas Kalk, wie die Vorkommnisse von Pantelleria; $P:M$ ergibt bei der Messung genau 90° und auf M zeigt sich eine Auslöschungsschiefe von 10°—11°. Indem Förstner noch einige andere genauer geprüfte natronreiche Orthoklase herbeizieht, kommt er zu dem Schluss, dass mit steigendem Natrongehalt das Axenverhältniss des Orthoklases sich demjenigen des Albits nähert, und dass ferner gleichzeitig auch die optischen Eigenschaften, soweit es das System zulässt, eine Änderung in demselben Sinne erfahren, wie denn z. B. auf Platten nach M der Winkel, unter welchem die erste Bisectrix die Trace PM schneidet, mit steigendem Natrongehalt zunimmt, wobei der optische Axenwinkel in Platten derselben Richtung abnimmt. Mit steigendem Natrongehalt wird die Axe a kleiner, d. h. der Prismenwinkel stumpfer.

Eines der typischen Vorkommnisse von Natronorthoklas ist der prächtig farbenschillernde Feldspath von Frederiksvärn, chemisch zusammengesetzt aus ca. 2 Kalifeldspath auf 3 Natronfeldspath mit ca. 7,5 % Kali auf 7 % Natron und keinem oder unter ½ % bleibenden Kalkgehalt. Neben den für unsere Wahrnehmung homogenen Natronorthoklasen gibt es aber hier auch andere Feldspathe von sehr nahe derselben (also dort beinahe constant erscheinender) Mischung, welche sich als Mikroperthit, d. h. als mechanisches Gemenge zweier verschiedener Feldspathe, von Kaliorthoklas und Albit erweisen. Die als monoklin und (auch bei stärkster Vergrösserung) als homogen erscheinende Natronorthoklas-

substanz verhält sich nun optisch genau so, wie sich die nur bei starker Vergrösserung als mikroperthitisch erkennbare chemisch übereinstimmende Substanz bei schwacher Vergrösserung darstellt, indem nämlich letztere auch dann in basischen Schnitten einheitlich monoklin erscheint, in Schliffen nach *M* ebenfalls scheinbar homogen unter einem Winkel von 12° gegen die Trace von *P* auslöscht, wie die ersterwähnte Natronorthoklassubstanz. Ja in einem und demselben Individuum tritt theils äusserst fein lamellirte mikroperthitische, theils anscheinend homogene monokline Substanz neben einander (bei Wahrung der chemischen Zusammensetzung) auf, und Brögger schliesst daher, dass auch die letztere eigentlich nur als eine, nicht einmal bei stärkster Vergrösserung erkennbare submikroskopische perthitische Verwachsung von Kaliorthoklas und Albit zu betrachten sei, für welche er den Namen Kryptoperthit vorschlägt (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 524; vgl. auch bereits Kloos in N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 112). Solcher Natronorthoklas wäre also pseudomonokliner kryptolamellarer Perthit, wie der natronfreie Orthoklas pseudomonokliner kryptolamellarer Mikroklin. Alle Übergänge kommen bei dem ersteren vor, von der deutlichen Lamellirung aus in Stellen hinein, wo selbst bei sehr starker Vergrösserung die Lamellen noch eben deutlich sichtbar sind, bis in solche, wo ihr Vorhandensein zwar nicht mehr erkannt, aber kaum bezweifelt werden kann. Die grössere Auslöschungsschiefe dieser Feldspathe auf *M*, welche nahezu das entsprechende Mittel der Werthe für Orthoklas und Albit ist, würde auf das Dasein dieser submikroskopischen Albitlamellen zurückgeführt werden können (vgl. Rosenbusch, Mikr. Phys. d. Min. 1885. 516). Die drei makroskopisch nicht trennbaren Ausbildungsweisen derselben chemischen Substanz: Mikroklinmikroperthit, Orthoklasmikroperthit und Kryptoperthit »sind wahrscheinlich nur drei verschiedene Stufen der Verwachsung von Mikroklin und Albit, verschieden nur durch verschiedene Feinheit der Lamellen der beiden Feldspathe«. Neben dieser kryptoperthitischen Verwachsung von zwei verschiedenen Feldspathen könnte aber, wie Brögger hervorhebt, der sog. Natronorthoklas auch aufgefasst werden als eine kryptolamellare Verwachsung von Lamellen eines homogenen triklinen Kalinatronfeldspaths (Natronmikroklins, Anorthoklases), welche nach dem Albitgesetz verzwillingt sind und deren Vereinigung wie beim Mikroklin pseudomonoklinen Charakter erhält. Ein solcher Fall liegt vielleicht bei den von Förstner beschriebenen Vorkommnissen vor. Die optischen Verhältnisse beider brauchen nicht verschieden zu sein, ja es brauchen zwischen beiden Ausbildungsweisen keine scharfen Grenzen zu existiren.

Bei einigen Natronorthoklasen und zwar solchen, welche nicht mikroperthitisch sondern kryptoperthitisch sind, hat man eine mehr oder weniger regelmässige Theilbarkeit (weniger eine eigentliche Spaltbarkeit) wahrgenommen, welche einem steilen positiven Orthodoma entspricht. An dem mit ausgezeichnetem Farbenschiller versehenen Feldspath (Natronorthoklas) von Frederiksvärn bestimmte Brögger den Winkel dieses Orthodomas mit 0P zu 72° 1′, was sehr genau mit 8P∞ übereinstimmt. Diese Fläche wurde von ihm auch als Verwachsungsfläche bei der kryptoperthitischen Verwachsung von Albit und Orthoklas er-

kannt. Wo der Farbenschiller erscheint, ist er constant parallel dieser Fläche $8\bar{P}\infty$ orientirt, was schon 1863 von E. Reusch hervorgehoben wurde, welcher für ihn anführt, dass er immer senkrecht zum Klinopinakoid verlaufe und mit der Basis ungefähr 74°, mit dem Orthopinakoid ca. 8°—9° bilde. Doch betont Brögger, dass jene steilorthodomatische makroskopisch sichtbare Theilbarkeit nicht die eigentliche Ursache des Farbenschillers sein könne, weil es auch farbenschillernde Stücke gebe, welche gar nicht nach $8\bar{P}\infty$, sondern nach dem Orthopinakoid theilbar seien, also die Orientirung beider nicht allemal zusammenfällt. Nach ihm sind an den Grenzflächen der abwechselnden Albit- und Orthoklaslamellen bei anfangender Zersetzung submikroskopische äusserst feine Blätterbrüche entstanden, deren dünne Luftschichten den katoptrischen Farbenschiller verursachen. — Der silberartig oder goldgelb schillernde sog. Murchisonit von Dawlish und Heavitree bei Exeter ist zufolge Des Cloizeaux ebenso theilbar nach einem Orthodoma, welches er als $7\bar{P}\infty$ auffasste; an norwegischem Murchisonit, welcher gleichfalls Natronorthoklas (mit 7,48 Natron auf 5,32 Kali) ist, bestimmte Brögger dasselbe auch als $8\bar{P}\infty$. — Der prachtvolle blaue Lichtschein, welchen Natronorthoklase (mit 6,26 % Kali und 7,98 Natron) aus nordamerikanischen Rhyolithen zeigen, ist nach der Darlegung von Cross ebenfalls mit einer auf Lamellarstructur beruhenden Theilbarkeit verbunden; er fand den Winkel dieser Theilbarkeit mit der basischen Spaltbarkeit approximativ zu 72° 53′ und berechnete daraus das Orthodoma selbst zu $\frac{15}{2}\bar{P}\infty$, welches 72° 40′ erfordern würde (Am. journ. of sc. (3) XXVII. 1884. 158). — An dem Orthoklas brasilianischer Eläolithsyenite hat weiterhin Graeff auch eine Richtung geringer Cohäsion beobachtet, welche in Schliffen parallel *M* durch Risse zum Ausdruck kommt, die mit den Spaltrissen parallel der Basis einen spitzen Winkel von annähernd 73° einschliessen, so dass der Schnitt in lauter Rhomben mit einem Winkel von 73° zerfällt; Graeff ermittelte das Zeichen dieser orthodomatischen Absonderungsfläche zu $7\bar{P}\infty$ (N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 226). Ein Lichtschein wird aber bei diesen Feldspathen nicht erwähnt; auch ist es ungewiss, ob dieser Feldspath ein Natronorthoklas ist; die sonst chemisch geprüften erwiesen sich nicht als ein solcher.

Plagioklase.

Nachdem schon früher J. F. Hessel (1826), Sartorius v. Waltershausen, Delesse und Hunt die freilich nicht befriedigend begründete und auch nicht übereinstimmend aufgefasste Ansicht ausgesprochen, dass ein allmählicher Übergang zwischen Anorthit und Albit existire, hat dann G. Tschermak (Sitzungsber. d. Wiener Akad., 1864. L. 1) diejenige geistreiche und fruchtbringende Theorie aufgestellt und näher entwickelt, welche den gegenseitigen Zusammenhang der Plagioklase überhaupt erläutert, und längst allseitige Anerkennung gefunden hat. Darnach sind nur der Natronfeldspath oder Albit und der Kalkfeldspath oder Anorthit als selbständig zu betrachten, während alle triklinen Feldspathe, welche wesentlich Natron und Kalk zugleich enthalten, als isomorphe Ge-

mische dieser Endglieder in verschiedenen Verhältnissen aufzufassen sind, deren specifisches Gewicht von dem betreffenden Mischungsverhältniss abhängig ist. Tschermak hat auch zuerst darauf hingewiesen, dass die bei der gewöhnlichen Schreibweise, trotz der waltenden Isomorphie, wenig einander entsprechenden Formeln des Albits $Na_2(Al_2)Si_6O_{16}$ (=Ab) und des Anorthits $Ca(Al_2)Si_2O_8$ dann einander relativ analog werden, wenn man das Molekulargewicht des Anorthits verdoppelt, letzteren als $Ca_2(Al_2)_2Si_4O_{16}$ (= An) ansieht. Oder wenn An geschrieben wird als $Ca(Al_2)Si_2O_8$, dann ist Ab = $NaAlSi_3O_8$.

Bevor die Tschermak'sche Theorie die verdiente Anerkennung fand, hielt man dafür, dass die zwischen Albit und Anorthit stehenden Kalknatronfeldspathe drei feste selbständige Species ausmachen, den Oligoklas, Andesin und Labradorit, denen man folgende Formeln als Analysenresultat zuschrieb:

Oligoklas: $(Na_2, Ca)O, Al_2O_3, 4\frac{1}{2}SiO_2 = (Na_4, Ca_2)(Al_2)_2Si_9O_{26}$,
Andesin: $(Na_2, Ca)O, Al_2O_3, 4SiO_2 = (Na_2, Ca)(Al_2)Si_4O_{12}$,
Labradorit: $(Ca, Na_2)O, Al_2O_3, 3SiO_2 = (Ca, Na_2)(Al_2)Si_3O_{10}$.

Den Mangel an Übereinstimmung, welchen die Analysen zahlreicher trikliner Kalknatronfeldspathe mit der einen oder der anderen dieser Formeln erkennen liessen, pflegte man früher durch Verunreinigung des Materials, durch begonnene Zersetzung oder durch Fehler in der Analyse zu erklären. Nunmehr, wo es als ausgemacht gilt, dass eine continuirliche Reihe der verschiedensten Kalknatronfeldspath-Mischungen zwischen Albit und Anorthit existirt, in welcher jedes Glied keine mindere Berechtigung besitzt als ein anderes, können Oligoklas, Andesin und Labradorit nicht mehr als selbständige Feldspathe gelten, während sie immerhin noch die Rolle von vermöge der Häufigkeit ihrer Ausbildung besonders bevorzugten Mischungen spielen, und als Sammelpunkte und Collectivnamen auch fürderhin aufrecht erhalten werden können. Von diesem Standpunkt aus pflegt man jetzt die ganze Mischungsreihe in sechs Theile zu zerlegen, indem ausser den Endgliedern Albit (Ab) und Anorthit (An) nun noch vier, willkürlich, aber gleichmässig abgegrenzte Mischglieder angenommen werden,

von Ab bis Ab_3An_1, Oligoklas,
von Ab_3An_1 bis Ab_1An_1, Andesin,
von Ab_1An_1 bis Ab_1An_3, Labradorit,
von Ab_1An_3 bis An, Bytownit.

Oder man rechnet zum Albit und Anorthit auch noch die zu allernächst liegenden Mischungsverhältnisse und dann gestaltet sich die Eintheilung, wenig abweichend folgendermassen:

Albitreihe	von Ab_1An_0 bis Ab_8An_1
Oligoklasreihe	von Ab_6An_1 bis Ab_2An_1
Andesinreihe	von Ab_3An_2 bis Ab_4An_3
Labradoritreihe	von Ab_1An_1 bis Ab_1An_2
Bytownitreihe	von Ab_1An_3 bis Ab_1An_6
Anorthitreihe	von Ab_1An_8 bis Ab_0An_1.

Indem jedes Glied der Mischungsreihe das Gesetz m Ab + n An, oder, wie es kürzer geschrieben zu werden pflegt $Ab_m An_n$ befolgt, hängt also in den Kalknatronfeldspathen von dem Verhältniss Na : Ca auch dasjenige von Al : Si ab, und umgekehrt; je mehr Natrium ein solcher Feldspath besitzt, desto kieselsäurereicher muss er sein, weil dann desto mehr der kieselsäurereicheren Albitsubstanz sich an ihm betheiligt; umgekehrt muss mit dem Vorwalten des Calciums — herrührend von der grösseren Betheiligung des Anorthits — auch ein geringerer Kieselsäuregehalt sich einstellen, weil dieses Endglied kieselsäurearm ist. Und allemal muss mit dem Steigen des Natriums ein Sinken des Calciums, mit dem Zunehmen des letzteren eine Verminderung des Natriums verbunden sein. Über anderthalbhundert zuverlässige Analysen bringen in der That diese Relationen zum Ausdruck, und erproben somit die Richtigkeit der Theorie. Vgl. auch darüber: Rammelsberg (Z. geol. Ges., XVIII. 1866. 210, und ebendas., XXIV. 1872. 138), G. vom Rath (Ann. d. Phys. u. Ch., Bd. 144. 1871. 219 und namentlich Z. geol. Ges. XXVII. 295), König (Z. geol. Ges. XX. 1868. 378), Bunsen (Annal. d. Chem. u. Pharm., 6. Supplementband, 1868. 188), Streng N. Jahrb. f. Min., 1865. 426, und 1871. 598 und 715); Tschermak (Ann. d. Phys. u. Ch., Bd. 138. 1869. 162).

Die folgende Tabelle ergibt die chemische Zusammensetzung und das spec. Gewicht verschiedener Mischungen von Albit (Ab) und Anorthit (An).

Ab : An	1 : 0	12 : 1	8 : 1	6 : 1	4 : 1	3 : 1	2 : 1	3 : 2	4 : 3
SiO_2	68,68	66,61	65,70	64,85	63,34	62,02	59,84	58,11	57,37
Al_2O_3	19,48	20,88	21,50	22,07	23,09	23,98	25,46	26,62	27,12
CaO	—	1,64	2,36	3,02	4,22	5,26	6,97	8,34	8,92
Na_2O	11,84	10,87	10,45	10,06	9,35	8,74	7,73	6,93	6,59
sp. Gew.	2,624	2,635	2,640	2,645	2,652	2,659	2,671	2,680	2,684
Ab : An	**1 : 1**	**3 : 4**	**2 : 3**	**1 : 2**	**1 : 3**	**1 : 4**	**1 : 6**	**1 : 8**	**0 : 1**
SiO_2	55,55	53,73	53,01	51,34	49,26	48,03	46,62	45,85	43,16
Al_2O_3	28,35	29,58	30,06	31,20	32,60	33,43	34,38	34,90	36,72
CaO	10,36	11,79	12,36	13,67	15,31	16,28	17,39	18,00	20,12
Na_2O	5,74	4,90	4,57	3,79	2,83	2,26	1,61	1,25	—
sp. Gew.	2,694	2,703	2,708	2,716	2,728	2,735	2,742	2,747	2,758

Mit Hülfe einer Kaliumquecksilberjodidlösung hat Goldschmidt eine grosse Menge von Bestimmungen des spec. Gewichts der verschiedenen, z. Th. auch optisch und chemisch geprüften triklinen Feldspathe vorgenommen und dabei im Einzelnen den schon früher in seiner Allgemeinheit bekannten Satz bestätigt, dass das spec. Gew. bei reinem und frischem Material einen vollkommen sicheren Schluss auf die Natur des Feldspaths zulässt. Die Reihe der Plagioklase schreitet stetig fort von dem leichteren Albit zu dem schwereren Anorthit (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. I. 179). Die von ihm gegebenen Werthe sind durchschnittlich

um einen ganz geringen Betrag niedriger als die oben stehenden von Tschermak herstammenden. Das spec. Gew. des relativ äusserst reinen Albits vom Kasbek bestimmte Bärwald zu 2,618. — Zu bedenken ist, dass sowohl Gasporen als glasige Einschlüsse das spec. Gew. der sie enthaltenden Plagioklase erniedrigen, Einschlüsse von Magnetit, Apatit, Pyroxen, überhaupt der meisten etwa vorkommenden primären krystallinischen Substanzen dasselbe erhöhen. Ansiedlungen von secundären Umwandlungsproducten würden sich nach Maassgabe der Natur derselben für das spec. Gew. des Plagioklases geltend machen; herabgedrückt würde es z. B. durch Kaolin, gesteigert durch Glimmer, Saussurit; eine Calcitbildung (G. = 2,72) würde für gewisse basischere Plagioklase ohne besonderen Einfluss in dieser Richtung sein.

Indem der Albit von kochender Salzsäure unangreifbar, der Anorthit durch dieselbe leicht unter Abscheidung von Kieselgallert zersetzbar ist, regelt sich das Verhalten der Mischungen gegen die Säure auch im Allgemeinen nach der Betheiligung von Ab und An. In dem Gelösten kann durch mikrochemische Methoden die ungefähre Menge des Calciums und Natriums ermittelt werden. Für den Labradorit von der Paulsinsel that Jannasch dar, dass das daraus in Salzsäure Gelöste und das darin ungelöst Bleibende fast genau dieselbe chemische Zusammensetzung besitzt, übereinstimmend mit der Analyse der Feldspathsubstanz als solcher (N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 42).

Zur einfachen Berechnung des gegenseitigen Verhältnisses von Albit und Anorthit in einem Mischlingsfeldspath kann man folgendermassen verfahren. Bekannt ist:

a die SiO_2 im Albit, α diejenige im Anorthit, A diejenige in der Mischung
b die Al_2O_3 » » β » » » B » » » »
c das CaO » » γ dasjenige » » C dasjenige » » »
d das Na_2O » » δ » » » D » » » »

Gesucht wird x der Gehalt des Mischlingsfeldspath an Albit, y Gehalt desselben an Anorthit. Nun hat man zunächst:

$xc + y\gamma = C$ und $xd + y\delta = D$, woraus sich, da sowohl c als δ = Null sind, die Werthe für y und x, begründet zuvörderst auf den Gehalt an Na_2O und CaO, in ihrem Verhältniss ableiten lassen. Setzt man nun die einzelnen Werthe in die weiteren Gleichungen $xa + y\alpha = A$ und $xb + y\beta = B$ ein, so erhält man noch etwas andere Angaben für diese Werthe, aus denen man dann das Mittel ziehen kann.

Die Krystalle der Plagioklase sowohl von Albit und Anorthit wie von den Mischungsgliedern sind untereinander sehr ähnlich und zeigen auch in ihrer Ausbildung und ihren Winkeln andererseits grosse Annäherung an die monoklinen des Orthoklases. Nach allgemeiner Übereinkunft pflegt man dieselben so aufzustellen, dass die oben nach vorn abfallende schiefe Basis P sich zugleich von links oben nach rechts unten neigt, also die stumpfe Kante $P:M$ zur Rechten des Beschauers liegt; diese stumpfe Kante — sie kann bekanntlich im triklinen System nicht wie beim Orthoklas 90° betragen — misst beim Albit 93° 36′, beim Anorthit 94° 10′. Mehr oder weniger regelrecht gewachsene Krystalle finden sich nur

als grössere Ausscheidungen in Porphyrgesteinen und pflegen hauptsächlich von den Flächen $0P\{001\}$ (P), $\infty\breve{P}\infty$ $\{010\}$ (M), $\infty'P\{1\bar{1}0\}$ (T), $\infty P'\{110\}$ (l), $,\bar{P},\infty$ $\{\bar{1}01\}$ (x) und $2,\bar{P},\infty$ $\{\bar{2}01\}$ (y) begrenzt zu sein, wozu bisweilen untergeordnet noch $2'\breve{P},\infty\{0\bar{2}1\}$ (n), $P,\{11\bar{1}\}$ (o) und $,P\{1\bar{1}\bar{1}\}$ (v) hinzutreten, also ganz entsprechend dem Orthoklas. Die wichtigeren Winkel sind beim Albit (die eingeklammerten Werthe beziehen sich auf den Anorthit): $P:T = 110° 50'$ ($110° 40'$); $P:l = 114° 42'$ ($114° 7'$); $P:x = 52° 17'$ ($51° 26'$); $P:y = 97° 54'$ ($98° 46'$); $T:l = 120° 47'$ ($120° 30'$); $T:M = 119° 40'$ ($117° 33'$); $M:l = 119° 33'$ ($121° 56'$).

Die Ausbildungsweise der selten vorkommenden einfachen grösseren Krystalle ist dicktafelig oder dünntafelig durch Vorherrschen von M, oder leistenförmig prismatisch nach der Kante $P:M$, in gewissen besonderen Fällen auch einem Rhomboëder genähert, indem T, l und das steile y vorwalten. Auch die ganz mikroskopischen, welche bis zu grösster Kleinheit heruntersinken, sind von ähnlichem Habitus wie die beiden erstgenannten Gestalten: hier walten die dünnen mikrolithischen nach der Kante $P:M$ ausgestreckten Leistchen vor, es erscheinen aber auch ausserordentlich dünne Täfelchen, platt nach M, welche, auf diese Fläche gesehen, eine rhombische Umgrenzung zeigen (wenn P und x oder P mit y auftreten), oder eine verzogen sechsseitige (wenn P mit x und y oder mit den verticalen Formen ausgebildet ist). Während jene mikrolithische Leistenform bei allen Plagioklasen auftritt, scheint die lamellare vorwaltend auf basischere beschränkt zu sein.

Die Plagioklase besitzen ausserordentliche Neigung zu einer in der Regel oftmals repetirten Zwillingsverwachsung. Das weitaus vorwaltendste Gesetz ist das sog. Albitgesetz: Zwillings-Ebene das Brachypinakoid $\infty\breve{P}\infty\{010\}$ (M) oder Zwillingsaxe die Normale zu M, ein Gesetz, nach welchem bei dem Orthoklas, wo die entsprechende Längsfläche Symmetrie-Ebene ist, gar keine Zwillingsbildung erfolgen kann, und dessen Obwalten daher allemal die trikline Natur eines Feldspathes gewährleistet. Da bei demselben nach M platte Lamellen mit einander polysynthetisch verwachsen, so wird auf der basischen Spaltungsfläche — in Folge der Abweichung des Winkels $P:M$ von $90°$ — eine oft sehr deutlich mit blossem Auge zu gewahrende Parallelriefung oder sog. Streifung mit abwechselnd ein- und ausspringenden Winkeln erzeugt; bei dem Albit beträgt dieser Winkel zwischen den beiderseitigen Basisflächen P zweier benachbarten Lamellen $172° 48'$, bei dem Anorthit $171° 40'$. In den Dünnschliffen gibt sich diese polysynthetische Lamellirung manchmal schon im gewöhnlichen Licht durch parallele Längslinien, immer im polarisirten Licht durch verschiedene chromatische Polarisation der unmittelbar benachbarten, durch übereinstimmende der stets zu zweit aufeinander folgenden Lamellenstreifen kund — sofern nur ein solcher Feldspath überhaupt unter irgend einem beliebigen Winkel gegen das Brachypinakoid als Zwillingsebene geschnitten ist. Die einzelnen Lamellen erreichen oft eine ausserordentliche Dünne, sind manchmal wohl nur 0,001 mm breit, und nicht einmal halbmillimeterbreite Plagioklase tragen mitunter eine bunte Lineatur von

mehr denn 50 Streifen. In Folge der nicht grossen Doppelbrechung geschieht es, dass an den sehr dünnen Rändern der Präparate sich die Farben nicht über die matten erster Ordnung erheben, und nur in dickeren Schichten eine eigentlich bunte Streifung hervortritt. — Im Allgemeinen scheint es, als ob bei den beiden Endgliedern Albit und Anorthit die hemitropen Lamellen spärlicher oder breiter seien, als bei den zwischenstehenden Mischungen. — Die Lamellen verlaufen keineswegs mit streugem Regelmaass und Anhalten; sie verschmälern oder verbreitern sich, keilen sich in ihrer Erstreckung aus, gabeln sich, sind in einem Theile eines Viellings reichlich und schmal, in einem anderen spärlich und breit; bald ist bei den leistenförmigen Durchschnitten überhaupt nur die eine Längshälfte polysynthetisch lamellirt, die andere erscheint einfach und nicht lamellirt, bald besteht ein solcher Gegensatz zwischen der einen und der anderen Querhälfte, bald zerfällt ein solcher Durchschnitt in vier Quadranten. Sehr oft zeigen die Viellinge an den Enden eine gabelförmige oder ruinenähnliche Ausbildung, indem die einzelnen Lamellen sehr verschiedene Länge besitzen; manchmal sieht es so aus, als ob bereits fertige Lamellen in wechselndem Niveau sich zu einem Sammel-Individuum zusammengelegt hätten. Das Hervorragen einzelner Lamellen in einem Vielling kann auch durch gegenseitige Verschiebung erzeugt sein, sofern es sich nicht etwa um eine parallele Verwachsung mehrerer Viellinge handelt. — Manchmal sind makro- oder mikroskopisch zwei solcher polysynthetischer Sammel-Individuen von Plagioklas nach dem Karlsbader Gesetz des Orthoklases verwachsen, wobei bisweilen die Berührung nicht mit $\infty\breve{P}\infty$ {010}, sondern thatsächlich an der Zwillingsfläche $\infty\bar{P}\infty$ {100} stattfindet; auch kommen seltenere ähnliche Verwachsungen von Viellingen aus triklinen Lamellen nach dem Manebacher und Bavenoer Gesetz des Orthoklases vor. — Mehrfach ist bei der Behandlung solcher polysynthetisch lamellirter Plagioklase mit Salzsäure nachgewiesen worden, dass einzelne Lamellen, offenbar von etwas kieselsäurereicherer Zusammensetzung erheblich widerstandsfähiger sind, als andere.

Eine zweite weit seltenere Zwillingsverwachsung der Plagioklase ist diejenige nach dem sog. Periklingesetz: Drehungsaxe die Makrodiagonale b; dadurch entsteht bei polysynthetischer Repetition eine Zwillingsriefung auf dem Brachypinakoid M. Bei dem Albit ist dieselbe nach vorne zu w e n i g e r geneigt als die Kante $P:M$ und bildet mit derselben einen Winkel von 13°—22°; bei dem Oligoklas ist die Neigung eine gleichsinnige unter einem entsprechenden Winkel von nur 4°; beim Andesin ist der letztere Winkel 0°, d. h. die Zwillingsriefung auf M geht mit der Kante $P:M$ parallel; bei den noch basischeren Plagioklasen neigt sie sich nach vorne s t e i l e r abwärts als die Kante $P:M$, nämlich beim Labradorit 2°—9°, beim Anorthit ca. 18°; bei den zwischen den angegebenen Gliedern liegenden Plagioklasen fällt auch die Neigung entsprechend zwischen die angeführten Werthe (G. vom Rath, N. Jahrb. f. Min. 1876. 689; vgl. auch F. J. Wiik in Z. f. Kryst. II. 1878. 497).

Beide erwähnten Zwillingsgesetze kommen aber auch in Verbindung mit einander vor, d. h. man beobachtet auf P zugleich die (der Kante $P:M$ parallele)

Streifung nach dem Albitgesetz und die lamellare Streifung nach dem Periklingesetz, welche die erstere unter fast genau einem rechten Winkel schneidet (nämlich unter dem Winkel γ, dem Winkel zwischen den Axen a und b, welcher z. B. bei dem Albit 88° 8′, bei dem Anorthit 88° 48′ beträgt); auf M kann natürlich nur die durch das Periklingesetz erzeugte Streifung sichtbar sein. Der Vielling besteht daher gewissermassen aus lauter stabförmigen Individuen von fast quadratischem Querschnitt. In allen Schnitten, mit Ausnahme von solchen parallel je einer Lamellirung, gewahrt man demzufolge die sich kreuzenden Systeme mit einer von der Schnittlage abhängigen gegenseitigen Neigung, insbesondere im polarisirten Licht als chromatisch abweichende Streifen, wobei ganz unregelmässig bald die einen, bald die anderen Züge vorwalten (vgl. darüber zuerst Stelzner, Berg- und Hüttenmänn. Zeitung XXIX. 150; auch Schrauf, Sitzgsber. Wiener Akad. LX. 1. Abth. Decbr. 1869. 19). Mitunter erblickt man die Erscheinung, dass die zwischen den Albitgesetz-Lamellen lagernden Periklingesetz-Lamellen da, wo sie wiedererscheinen, nicht mit einander genau correspondiren, sondern gewissermassen etwas gegenseitig verschobene Systeme bilden.

Die polysynthetische Verzwillingung der Plagioklase nach dem herrschenden Albitgesetz muss ohne Zweifel grösstentheils als eine ursprüngliche gelten; dennoch bleibt es nicht ausgeschlossen, dass sie in gewissen Fällen auch eine secundäre, durch mechanische Einwirkung entstandene ist, hervorgebracht durch den Druck im festen Gebirge oder durch Bewegungen innerhalb des Magmas. van Werveke hat zuerst auf Vorkommnisse hingewiesen, welche eine solche Erklärung begründen, indem die Zwillingslamellen in ihrem Auftreten, in ihrem Verlauf und ihrer Ausdehnung an die den Krystall durchziehenden Bruchlinien gebunden sind, wobei das Absetzen an den Rissen nicht als Verwerfung gedeutet werden kann (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 98). Später ist noch vielfach auf Erscheinungen, welche dieser Auffassung das Wort reden, hingewiesen worden (vgl. auch Mikroklin).

Wenn auch die Plagioklase von der polysynthetischen Zwillingsbildung nach M geradezu beherrscht werden, so würde man doch mit der Annahme irren, dass dieselbe ein durchaus nothwendiges Attribut sei: es ist nicht zweifelhaft, dass es in den Gesteinen auch einfache, überhaupt nicht verzwillingte Plagioklas-Individuen gibt, sowie dass sich in anderen Fällen die Zwillingsbildung auf die Aneinanderlagerung von blos zwei Individuen beschränkt. Während eine polysynthetische Streifung natürlich die Bestimmung als Orthoklas ausschliesst, ist die Entscheidung, ob die als einfache Leisten erscheinenden Feldspathschnitte dem Orthoklas oder Plagioklas angehören, sehr häufig nicht mit Sicherheit zu treffen. Nur wenn in Durchschnitten aus der Zone der Queraxe die Elasticitätsaxen genau parallel den Kanten $P:M$ oder denjenigen zwischen der Längs- und Querfläche liegen, kann man an diesem Verhalten einen einfachen Orthoklaskrystall von einem einfachen Plagioklaskrystall unterscheiden. Ist dieser Fall nicht gegeben, so verweist dies aber keineswegs auf die Plagioklasnatur, da auch ein schief geschnittener Orthoklas vorliegen könnte. Insbesondere

scheint der Albit geneigt zu sein, in einfachen Individuen oder einfachen Zwillingen aufzutreten.

Deformationen der Krystallformen finden sich in ganz ähnlicher Weise, wie es beim Orthoklas hervorgehoben wurde: mechanische und chemische Gestaltsbeeinflussungen bei den grösseren Krystallen der Porphyre, Biegungen der Zwillingslamellen, randliche Quetschungen, ja Zertrümmerungen in den dem Gebirgsdruck ausgesetzt gewesenen schieferigen und massigen Gesteinen. — Eine Sanduhrform wie beim Augit ist jedenfalls selten, aber doch z.B. bei Plagioklasen in Basalten beobachtet worden. — Über die Skelettbildungen in glasreichen Vesuvlaven vgl. z. B. Rinne im N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 280.

Die Spaltbarkeit der Plagioklase ist analog derjenigen der Orthoklase, d. h. vorwiegend nach den Flächen P (am besten) und M (etwas minder vollkommen), beide Richtungen sind aber hier nicht ganz rechtwinkelig auf einander. Spaltrisse darnach treten nur in dünneren Schliffen auf. Prismatische Spaltbarkeit nach T und l tritt ganz zurück. Die für den Sanidin angeführte Ablösung nach der Querfläche (vgl. S. 202) pflegt, auch bei den entsprechenden Plagioklasen der jüngeren Eruptivgesteine, bei weitem nicht so gut entwickelt zu sein und sich meist gar nicht oder nur andeutungsweise einzustellen. In Folge der überreichlichen subtilen Zwillingsbildung macht sich übrigens die individuelle Spaltbarkeit überhaupt nicht in dem Maasse geltend, wie bei dem Orthoklas.

Zonenbau ist häufig bei den grösseren Individuen und Viellingen, an den letzteren bei gleichzeitiger Lamellirung. Bei dieser Schalenstructur muss zweierlei unterschieden werden: erstlich handelt es sich blos um repetirte gegenseitige Umwachsungen einer und derselben Substanz, und dann zeigen der Kern und die einzelnen Zonen keinerlei optische Gegensätze; andererseits aber unterscheiden sich die aufeinanderfolgenden Zonen in optischer Hinsicht von einander, was durch eine substantiell chemische Verschiedenheit der einzelnen erklärt wird; vgl. darüber weiter unten.

Dieselben physikalischen Gegensätze, welche auf dem Gebiete des monoklinen Feldspaths den Unterschied zwischen dem eigentlichen Orthoklas und dem Sanidin bedingen, machen sich auch für die Plagioklase geltend: diejenigen in den älteren Massengesteinen und krystallinischen Schiefern schliessen sich in ihrer äusseren Erscheinung an den dortigen Orthoklas an, die »glasigen« der jüngeren Eruptivgesteine (von Tschermak mit einem nicht recht zur Aufnahme gelangten Namen Mikrotin geheissen) an die Sanidine.

Von fremden mikroskopischen Einschlüssen beobachtet man in den Plagioklasen mancher Gesteine Glaseinschlüsse, deren Einordnung sich oft von dem Krystallwachsthum abhängig zeigt. Einschlüsse einer Flüssigkeit sind verhältnissmässig selten (z. B. in denen des Hypersthenits von Penig, der schlesischen Gabbros von Hausdorf und der Schlegeler Berge, des Gabbros von Harzburg, des Basalts von Lichtenberg in Franken; liquide Kohlensäure ist es in den Feldspathen des Basalts vom Berge Smolnik und von Schemnitz in Ungarn). Der Plagioklas des Olivingabbros von der schottischen Insel Mull führt aber eine

ganz ausserordentliche Menge der schönsten Flüssigkeitseinschlüsse mit lebhaft beweglicher Libelle, zu Partikelchen heruntersinkend, welche bei stärkster Vergrösserung nur staubähnlich erscheinen; porenreichere Schichten oder perlschnurartig aneinandergereihte dickere liquide Einschlüsse verlaufen parallel der Lamellation des Feldspaths. Ähnlich verhält sich der Plagioklas des Olivingabbros (sog. Hypersthenits) von Skye. Mit Ausnahme der Labradorite sind die Plagioklase nicht eben reich an festen krystallinischen Interpositionen.

Die Farbe der Plagioklase stimmt im Allgemeinen mit derjenigen des Orthoklases überein, nur pflegt das Roth des letzteren hier nicht so hervorzutreten; weisse Farben sind jedenfalls die verbreitetsten. An sich ist die Substanz farblos, und alle Plagioklase werden, sofern sie nicht durch Interpositionen oder Umwandlungsproducte getrübt sind, farblos durchsichtig. Der Brechungsexponent ist nicht hoch (β nach Des Cloizeaux's Berechnung beim Albit für Roth $= 1,537$, der für Anorthit etwas höher); auch die Doppelbrechung ist nicht bedeutend, doch zeigen bei gleicher Dicke die Plagioklase wohl etwas intensivere Interferenzfarben als die Orthoklase; für Anorthit gibt Michel Lévy $\gamma = 1,586$, $\alpha = 1,574$ genau, β ca. $1,581$. Die Doppelbrechung nimmt mit dem Ca-Gehalt zu: $\gamma - \alpha$ bei Albit $= 0,008$, bei Anorthit $= 0,012$.

Zufolge den wichtigen Untersuchungen von M. Schuster bilden die Kalknatronfeldspathe, wie nach allen ihren anderen Eigenschaften, so auch in optischer Beziehung eine analoge Reihe, und zwar scheint jedem bestimmten Mischungsverhältniss der Grenzglieder auch ein bestimmtes optisches Verhalten zu entsprechen, welches demgemäss bald mehr an den Albit, bald mehr an den Anorthit erinnert (Min. u. petrogr. Mitth. III. 1880. 252; V. 1882. 189).

Bei den triklinen Feldspathen wird bekanntlich auf keiner Krystallfläche die Auslöschungsrichtung mit einer begrenzenden Kante parallel gehen, welche ihrerseits der Richtung einer krystallographischen Axe entspricht. Bezeichnet man nun für die verschiedenen in der üblichen Aufstellungsweise (S. 222) befindlichen Feldspathe aus der Albit-Anorthitreihe die Hauptschwingungsrichtungen durch Linien auf der Basis P, dann wird der nach vorn sich öffnende Winkel der Auslöschungsschiefe mit der Kante $P:M$, vom Albit angefangen, allmählich mit zunehmendem Kalkgehalt kleiner und nähert sich der Null, und nimmt sodann jenseits derselben einen entgegengesetzten Werth an, welcher im Anorthit, dem anderen Endglied, sein Maximum erreicht. Wird der Winkel als positiv eingeführt, wenn die Auslöschungsrichtung im Sinne der Kante des rechten Prismas (l) gegen die Kante $P:M$ geneigt ist, im entgegengesetzten Fall als negativ, so ergeben sich nach Schuster für die verschiedenen Plagioklase die theils gefundenen, theils berechneten Werthe, welche in der weiter unten folgenden Tabelle in der mit a bezeichneten Colonne angeführt sind.

Noch auffallender wird der allmähliche Übergang der optischen Orientirung, welcher beim Weiterschreiten in der isomorphen Reihe sich offenbart, sobald man die Lage der Hauptschwingungsrichtungen auf dem Brachypinakoid M in gleicher Weise ins Auge fasst. Hat das positive Zeichen des Winkels die Be-

deutung, dass die Auslöschungsschiefe in gleichem Sinne gegen die Kante $P:M$ hin gerichtet ist, wie der Schnitt der Fläche x mit der Fläche M, während das negative Zeichen einen entgegengesetzten Verlauf andeuten soll, so zeigen nach Schuster die Feldspathe die in der folgenden Tabelle unter der Colonne b verzeichneten Zahlenwerthe. — Die betr. Werthe für Albit fand Schuster später an einem von Kalk ganz freien und nur 0,07 Kali enthaltenden Albit vom Kasbek möglichst genau als $+4^\circ 12'$ resp. $+18^\circ 44'$.

Mischungsverhältniss		a Auslöschungsschiefe auf $0P = P$	b Auslöschungsschiefe auf $\infty \breve{P} \infty = M$
Albitreihe	Ab	$+ 4^\circ 30'$	$+19^\circ$
	$Ab_{12}An_1$	$+ 3^\circ 38'$	$+15^\circ 35'$
	$Ab_8 An_1$	$+ 3^\circ 12'$	$+13^\circ 49'$
Oligoklasreihe	$Ab_6 An_1$	$+ 2^\circ 45'$	$+11^\circ 59'$
	$Ab_5 An_1$	$+ 2^\circ 25'$	$+10^\circ 34'$
	$Ab_4 An_1$	$+ 1^\circ 55'$	$+ 8^\circ 17'$
	$Ab_3 An_1$	$+ 1^\circ 04'$	$+ 4^\circ 36'$
	$Ab_2 An_1$	$- 0^\circ 35'$	$- 2^\circ 15'$
Andesinreihe	$Ab_3 An_2$	$- 2^\circ 12'$	$- 7' 58'$
	$Ab_4 An_3$	$- 2^\circ 58'$	$-10^\circ 26'$
Labradoritreihe	$Ab_1 An_1$	$- 5^\circ 10'$	-16°
	$Ab_5 An_6$	$- 6^\circ 50'$	$-19^\circ 12'$
	$Ab_3 An_4$	$- 7^\circ 35'$	$-20^\circ 52'$
	$Ab_1 An_2$	$-12^\circ 28'$	-26°
Bytownitreihe	$Ab_1 An_3$	$-17^\circ 40'$	$-29^\circ 28'$
	$Ab_1 An_4$	$-21^\circ 05'$	$-31^\circ 10'$
	$Ab_1 An_5$	$-23^\circ 37'$	$-32^\circ 10'$
	$Ab_1 An_6$	$-27^\circ 33'$	$-33^\circ 29'$
Anorthitreihe	$Ab_1 An_8$	$-28^\circ 04'$	$-33^\circ 40'$
	$Ab_1 An_{12}$	$-30^\circ 23'$	$-34^\circ 19'$
	An	-37°	-36°

Bisweilen scheint bei reinem An die Schiefe auf M den Werth -36° thatsächlich etwas zu überschreiten, wie auch schon Schuster für den Anorthit vom Vesuv Werthe von -37° bis -42° fand.

Karlsbader Zwillinge von Plagioklas zeigen, nach dem Brachypinakoid {010} geschnitten, die Auslöschungen beider Krystalle natürlich symmetrisch zu der Halbirenden desjenigen Winkels (ca. 128°), welchen die basischen Spaltrisse mit einander bilden (vgl. Michel Lévy, Comptes rendus CXI. 1890. 700).

E. Mallard hat in einer theoretischen Betrachtung gezeigt, dass die Auslöschungsschiefe auf einer bestimmten Fläche eines seiner Mischung nach bekannten Plagioklases in der That aus derjenigen des Albits und Anorthits auf dieser Fläche durch Rechnung **bestimmt** werden kann, und dass die Auslöschungsschiefe mit dem Verhältniss, in welchem sich Ab und An an der Mi-

schung betheiligen, durch eine Gleichung ersten Grades zusammenhängt (Bull. soc. min. IV. 1881. 96).

In der Mischungsreihe von Ab und An sind daher, wie eine Vergleichung der vorstehenden Tabelle mit derjenigen auf S. 221 zeigt, chemische Zusammensetzung, optische Beschaffenheit und specifisches Gewicht drei Verhältnisse, von denen jedes einzelne auf die beiden anderen einen sicheren Schluss gestattet. Mit grösser werdendem Kalkgehalt gewinnt auf beiden Flächen P und M die Auslöschungsschiefe immer grösseren negativen Werth; auf der Grenze zwischen Oligoklas und Andesin schlägt auf beiden der positive Werth in den negativen um. Die Verhältnisse sind insofern für die Bestimmung günstig, als, wie man sieht, im Ganzen relativ grosse oder kleine Auslöschungsschiefen auf P mit ebensolchen auf M verknüpft sind; durch grosse Schiefen auf P und M ist Anorthit ausgezeichnet, durch kleine auf beiden Oligoklas und Andesin, durch mittlere auf beiden Albit.

Wenn möglich, werden diese Untersuchungen an den zuverlässigeren Spaltblättchen ausgeführt, welche zwei ganz ebene und glatte Spaltflächen besitzen und wobei man, um bei kleinen Winkelwerthen den + oder — Sinn der Auslöschung zu bestimmen, wissen muss, ob sie auf ihren oberen oder unteren Flächen von P, auf ihren rechten oder linken Flächen von M aufliegen. Sind Spaltblättchen nicht zu beschaffen, so muss man sich der Schnitte in den Präparaten bedienen. In einem Schnitt, welcher den P-Flächen des Viellings möglichst annähernd gleichmässig parallel geht, ist die Differenz in der Neigung der Auslöschungsrichtung der beiden Lamellenzüge gegen die Zwillingsnaht (Kante $P:M$) so gering, dass es für die gewöhnliche Bestimmung ausreicht, nach links und rechts in den zwei Lamellenzügen auf das Maximum der Dunkelheit einzustellen und die erhaltene Neigung dieser Richtungen zu halbiren. Ständen die Auslöschungsrichtungen beiderseits erheblich unsymmetrisch gegen die Zwillingsnaht, so wäre dies ein Beweis, dass der Schnitt so schief gegen P liegt, dass er zur Bestimmung überhaupt nicht füglich verwerthet werden kann. Ein dann ganz genau senkrecht zu M geführter Schnitt, welcher alle Lamellen völlig gleich trifft, würde Auslöschungsrichtungen geben, welche auch ganz genau zu der Zwillingsnaht symmetrisch liegen. — In vielen Fällen geben die ungestreiften Plagioklasdurchschnitte, welche als solche parallel M zu erkennen sind, noch einen besseren Aufschluss als diejenigen nach P, namentlich weil man auch an ihnen eventuell die Prüfung im convergenten polarisirten Licht combiniren kann. — Liegt der Schnitt so schief zur Zwillingsebene sehr schmaler Lamellen, dass in der Dicke des Präparats die Lamellen sich keilförmig übereinanderschieben, so ist wohl die Folge, dass eine vollkommene Auslöschung überhaupt nicht erreicht wird.

Die Erscheinungen, welche die Hauptspaltungsflächen der Plagioklase im convergenten polarisirten Licht zeigen, sind nicht besonders charakteristisch: diejenigen auf M fallen mehr ins Gewicht, als die auf der meist durch Zwillingslamellirung entstellten Basis. Bei sämmtlichen Plagioklasen tritt auf M eine positive Bisectrix mehr oder weniger schief aus. Die Axenwinkel um dieselbe

schwanken um 90°, sie sind spitz mit $\varrho < v$ für Albit, stumpf mit $\varrho < v$ bei Oligoklas, spitz mit $\varrho > v$ bei Labradorit, stumpf mit $\varrho > v$ bei Anorthit. — Beim Albit tritt auf *M* die positive Bisectrix (c) wenig schief aus (unter einem Winkel von 16°—17°), von den Axen sind höchstens nur die äusseren Ringe sichtbar, dagegen werden Lemniscaten beobachtet und zwar an der einen Seite in grösserer Anzahl als an der anderen, weil die Axenebene gegen die Plattennormale geneigt ist; auf *P* kein Axenbild. Beim Oligoklas tritt auf *M* die positive Bisectrix fast senkrecht aus, mit kleiner Neigung nach oben, d. h. die Neigung geht gegen die stumpfe Kante *P* : *M*; die Axenpunkte liegen noch weiter aus dem Gesichtsfelde als beim Albit; auf *P* kein Axenbild. Beim Labradorit und Bytownit liegt gegen *M* die positive Bisectrix so schief, dass sie nicht erkennbar austritt, ein Axenbalken ist sichtbar, aber die Axe tritt selbst nicht ins Gesichtsfeld; auf *P* zeigt sich eine ähnliche Erscheinuug. Beim Anorthit tritt auf *M* und auf *P* am Rande des Gesichtsfelds eine Axe mit den zugehörigen Ringen aus; auf Spaltblättchen nach *P* erscheint sie etwas mehr gegen die Mitte des Gesichtsfeldes gerückt. Lemniscaten sind nicht sichtbar.

Die nähere Untersuchung des zonaren Schalenbaues lehrt, dass dabei verschiedene Verhältnisse obwalten, welche einzeln auseinandergehalten zu werden verdienen. Von dem Falle, dass sämmtliche Schalen sammt dem Kern sich in jeder Beziehung gleich verhalten, war schon oben die Rede (S. 226). Andererseits handelt es sich hier bisweilen blos um den einfachen Gegensatz von einem homogenen Kern und einer äusseren, abweichend beschaffenen Schale, welche in der Regel acider ist, als der erstere. In Gesteinen von Radmansö fand zuerst Törnebohm jedes Anorthit-Individuum von einer weniger durch Salzsäure zersetzbaren (also offenbar kieselsäurereicheren und kalkärmeren) Plagioklassubstanz rindenartig umwachsen, wobei die Grenze zwischen beiden meist sehr scharf erschien, jedoch die Zwillingslamellen in ungestörter Weise darüber wegliefen (N. Jahrb. f. Min. 1877. 392). Doch kommt auch das Umgekehrte vor. Ausscheidungen in einem grauen Porphyr zwischen Christiania und Ringeriket bestehen z. B. aus weniger basischem Kern und zum Theil recht basischem Plagioklas in den äusseren peripherischen Theilen (Brögger, Z. f. Kryst. XVI. 1890. 53). Renard beschreibt aus einem Pyroxenandesit von Ascension corrodirte Kerne mit conformer äusserer Umwachsung, wobei in Schnitten parallel *M* der innere Theil mit 10°, die äussere Zone mit 16° auslöscht, in Schnitten senkrecht zur Kante *P* : *M* der innere Theil mit 20°, die äussere Zone mit 30°; das Centrum ist Andesin, die Peripherie Labradorit (Petrology of oceanic islands 1889. 61). In einem Diabasporphyrit von Graeveneck in Nassau besitzt der Kern der Ausscheidungen eine Auslöschungsschiefe von 2° gegen eine Umrisslinie, der äussere schmale sehr scharfe Rand eine solche von 8° (Streng).

Bei den Plagioklasdurchschnitten, welche deutlich rahmenartig mehrfachen zonaren Aufbau zeigen, ist oft zu beobachten, dass die einzelnen gegenseitig von einander abgegrenzten Schalen nicht gleichzeitig, sondern mit etwas von einander abweichenden Richtungen auslöschen, was auf Differenzen und

Schwankungen im Gehalt an Albit- resp. Anorthitsubstanz hinweist. Wie überhaupt der Schalenbau, so wird auch diese Erscheinung manchmal schon im gewöhnlichen Licht an den kleinen Gegensätzen in der Lichtbrechung der einzelnen Zonen erkannt. Dabei geschieht es nun einestheils, dass die vom Centrum nach der Peripherie aufeinanderfolgenden deutlich von einander abgegrenzten Zonen eine bestimmte aus dem Maass ihrer Auslöschungsschiefe zu erkennende fortschreitende Reihenfolge nach einer Richtung innehalten, wobei jedesmal auf eine innerliche basischere mehr anorthitähnliche eine äusserliche acidere mehr albitähnliche Zone zu folgen pflegt. Andererseits lassen aber auch solche distincte Zonen kein bestimmtes Fortschreiten in der einen oder anderen Richtung beobachten, die verschieden auslöschenden und chemisch differenten umhüllen einander in gesetzloser Reihenfolge, so dass hier Progressionen und Recurrenzen mit einander abwechseln (vgl. zuerst Schwerdt in Z. geol. Ges. 1886. 219). v. Foullon ermittelte an Plagioklasen aus tiroler und kärnthner Porphyriten, dass zwar der Kern am reichsten an Anorthit ist, aber die umhüllenden Zonen keine regelmässig nach einer Richtung hin verlaufenden Mischungsänderungen zeigen, vielmehr in einzelne Gruppen zerfallen, welche abwechselnde Beschaffenheit besitzen, so dass der Kern mit der äusseren etwas albitreicheren Gruppe 2, 4, 6 u. s. w., die Gruppe 1 mit derjenigen 3, 5 u. s. w. übereinstimmt; die Zonen innerhalb der einzelnen Gruppen differiren nur ganz wenig (Jahrb. geol. R.-Anst. 1886. 751; Verh. geol. R.-Anst. 1889. 91). In einem Glimmerporphyrit des niederösterreichischen Waldviertels beobachtete Becke in einem schichtenförmig gebauten Plagioklasdurchschnitt parallel *P*, dass jede einzelne Schicht, welche immer ganz scharf von der benachbarten absetzte, selbst wieder aus optisch-verschieden orientirten Partieen bestand; in der dem Kern zugewendeten Partie jeder einzelnen Schicht war der Auslöschungswinkel der abwechselnden Lamellen ziemlich gross (—1,5°, entsprechend ca. $Ab_3\,An_2$), in der äusseren Partie derselben war er fast 0 (—0,5°, entsprechend ca. $Ab_2\,An_1$); der Übergang zwischen beiden Partieen ist ein allmählicher aber nicht vollkommen continuirlicher. Diese Erscheinung, dass mehrere Zonen sich umhüllen, für welche sich optisch und chemisch nachweisen lässt, dass allemal die inneren Partieen der einzelnen kieselsäureärmer sind, als ihre äusseren, ist später mehrfach beobachtet worden, z. B. von Küch und Herz als vielverbreitet in südamerikanischen Andesiten.

Auf eine fernere Eigenthümlichkeit, die in einem Schnitt continuirlich sich ändernde Auslöschungsrichtung, hat zuerst Höpfner (N. Jahrb. f. Min. 1881. II. 177) hingewiesen. Dabei sind die einzelnen der zahlreich vorhandenen Zonen von unendlich geringer Breite als solche nicht wahrnehmbar und die zwischen gekreuzten Nicols sichtbar werdenden Gegensätze keine fixen, sondern fortschreitende. Die Erscheinung gibt sich folgendermassen kund: Dreht man bei gekreuzten Nicols den Objecttisch so, dass das Centrum des Krystalls dunkel wird, und dreht dann weiter, so bemerkt man, dass die Dunkelheit vom Centrum ganz allmählich und gleichmässig nach den Rändern zu fortschreitet, während das Centrum wieder hell wird. Bei weiterem Drehen ist Rand und Cen-

trum vielleicht gleich hell, zwischen ihnen bleibt ein dunkler Streifen; die fernere Drehung verdunkelt den äussersten Rand, später wieder das Centrum. Dadurch, dass das Dunkelwerden vom Centrum nach dem Rande zu gleichmässig vor sich geht, wird man gezwungen, anzunehmen, dass die Substanzänderung ebenso stetig und continuirlich vom Centrum zum Rande fortschreitet. Die Differenz der Auslöschungsschiefe von Rand und Centrum beträgt manchmal mehr als 20°, selbst Differenzen von 40° sind mehrfach beobachtet worden. Bis jetzt hat es sich bei diesen Wahrnehmungen fast immer gezeigt, dass die Auslöschungsschiefe des Kerns eine grössere ist, als die des Randes, was also, da aus derselben auf die chemische Zusammensetzung der Substanz geschlossen werden darf, auf eine basischere Natur des Kerns, auf eine fortwährende Steigerung der Kieselsäure und des Natrons, sowie eine Abnahme des Kalks nach aussen zu verweist. So ergibt oft das Centrum die Auslöschungsschiefe des Anorthits oder Labradorits, während die Randschicht derjenigen des Oligoklases nahe kommt. Durch das Vorhandensein basischerer und kalkreicherer Kerne würde auch die so häufige Erscheinung befriedigend erklärt werden, dass die Umwandlung der Plagioklase nicht an den Rändern, sondern in der Mitte zuerst beginnt.

Da es bei dem isomorphen Schichtenaufbau der Plagioklase, mag derselbe sprungweise mit erkennbaren Grenzen oder continuirlich ohne solche erfolgen, nicht möglich ist, die einzelnen variirenden Schichten zu trennen, also der ganze Plagioklas der chemischen Analyse unterworfen werden muss, so stellt das Analysenresultat eigentlich ein Gemenge verschiedener Substanzen dar.

Michel Lévy hat allerdings, wie zu Vorstehendem bemerkt werden muss, Einwendungen gegen die verbreitete Auffassung erhoben, dass die Zonen mit nicht übereinstimmender Auslöschungsrichtung in der That chemisch different seien (Comptes rend. Bd. 94. 1882. 93. 178); er gibt an, bei Albit und Anorthit, die als aus homogener Substanz bestehend angenommen werden, dieselben Erscheinungen des Zonenaufbaues wie bei den Kalknatronfeldspathen beobachtet zu haben und will das Fortschreiten der Auslöschungsschiefe durch eine submikroskopische Vereinigung von Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz erklären.

Die Umwandlungsvorgänge der Plagioklase fallen grösstentheils mit denjenigen des Orthoklases zusammen. Auch hier entstehen vor allem vielfach Kaolin und Muscovit, unter gleichzeitiger Ausscheidung von Quarz, auch von Calcit; eine Calcitentwickelung ist bei den kalkreichen basischen Gliedern eine ganz gewöhnliche Erscheinung. Ferner wird eine Herausbildung von gelblichgrünen bis farblosen wohlerkennbaren Körnchen und Stengelchen lebhaft polarisirenden und stark lichtbrechenden Epidots nicht selten angetroffen. Eine Umwandlung in zeolithische Substanz beschränkt sich wie beim Orthoklas hauptsächlich auf diejenigen jüngeren Eruptivgesteine, in denen der Plagioklas von Nephelin, Haüyn und anderen Gliedern der Sodalithgruppe begleitet wird, welche selbst der Zeolithisirung in so hohem Grade anheimfallen. Doch führt Höfer die Umwandlung des Andesins aus einem Melaphyr der niederen Tatra in Heulandit an (N. Jahrb. f. Min. 1862. 436) und Rosenbusch berichtet von einer Umwandlung der spär-

lichen Plagioklasleistchen des Pikrits in radialstrahlige Zeolithkugeln vom Schwarzenstein bei Trogen im Fichtelgebirge.

Die häufig zu beobachtende Umsetzung des Plagioklases in viriditische Substanz scheint nicht ohne Zufuhr von eisen- und magnesiahaltigen Zersetzungsproducten benachbarter Gemengtheile zu erfolgen; bisweilen gewahrt man, wie sie nur an denjenigen Stellen des Randes vor sich geht, wo an den Plagioklas Olivin (oder Augit) unmittelbar angrenzt und jene Einwirkung direct gegeben ist.

Eine häufige eigenthümliche Umwandlung ist diejenige basischer Plagioklase in den sog. Saussurit, d. h. in ein Aggregat, welches, abgesehen von den etwa noch vorhandenen Plagioklasresten vorwiegend entweder aus Zoisit (bei Eisengehalt auch aus Epidot) oder aus Granat besteht und bei einer grösseren Natronmenge des Plagioklases auch wohl vermittels derselben entstandenen Natrolith enthält, gelegentlich vielleicht ferner etwas secundär gebildeten saureren Plagioklas, Quarz, Skapolith führt; nach Schuster können sich zwischen den Zoisitanhäufungen des Saussurits noch wirre Aggregate farbloser Blättchen eines glimmerähnlichen Minerals vom Habitus des Pyrophyllits einstellen. Dass aus dem Feldspath häufiger Zoisit als Epidot entsteht, kommt wohl daher, weil für den ersteren weniger Zufuhr von Eisen erforderlich ist. Über den Saussurit und die allmähliche Erkenntniss seiner Natur vgl. den Saussurit-Gabbro. Über die secundäre Entstehung des Skapoliths aus Plagioklas vgl. Skapolith. Interessant ist auch die Beobachtung von Kloos, dass der typische Labradorit ($Ab_1 An_2$) aus dem Ehrsberger Gabbro sich unter Wasseraufnahme umsetzt in ein Gemenge von einerseits einem natronreichen und kalkarmen, dem Albit genäherten Feldspath ($Ab_{10} An_1$), andererseits einem alkaliarmen kalkreichen zeolithischen Mineral von einer dem Skolezit ähnlichen Zusammensetzung (N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. III. 1885. 34). — Plagioklas in körnigen Kalken hat sich an wenigen Orten (Plaben unfern Budweis nach v. Drasche, Czkyn im südl. Böhmen nach v. Zepharovich, St. Phillipe unfern Markirch in den Vogesen nach Groth) in eine pseudophitartige Substanz umgewandelt, welche wohl als eine dichte Varietät des Pennins (wegen des Thonerdegehalts von 16—18 % nicht als Serpentin) anzusehen ist. In den Gabbrogesteinen Smålands gehen zufolge Eichstädt oft blätterige oder körnige Aggregate von Prehnit aus dem Feldspath hervor; eine Umwandlung des dioritischen Feldspaths in Prehnit erkannte auch schon Fischer am Fuchskopf bei Freiburg (N. Jahrb. f. Min. 1862. 436). — Den Plagioklas eines dem Pyroxengneiss zuzurechnenden Gesteins von Roguedas in der Bretagne befand Cross in ein Aggregat von weissen seidenglänzenden Wollastonitfasern umgewandelt (Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 373), wobei sämmtliche Thonerde weggeführt worden sein muss. — Ein Umsatz des Plagioklases in Fasern und Nadeln von grüner Hornblende wird aus Gabbros und Noriten von da berichtet, wo ebenfalls in Amphibolisirung befindlicher Olivin an den Feldspath angrenzt oder in der Nähe liegt; vgl. übrigens secundäre Hornblende. — Eine Umsetzung in Opal kommt namentlich bei den Plagioklasen von Pyroxenandesiten mehrfach vor.

Albit als selbständiger primärer Gemengtheil spielt in den Massengesteinen

nach unseren bisherigen directen Erfahrungen nur eine sehr untergeordnete Rolle. Völlig normaler Albit ist hier nur ganz äusserst selten als solcher bestimmt mineralogisch untersucht und chemisch analysirt worden. Als in hohem Grade albitähnlich muss ein aus einem schwedischen sog. Sodagranit durch Gerhard isolirter und analysirter trikliner Feldspath gelten, welcher bei einem spec. Gew. von 2,63 ergab: 68,81 SiO_2, 19,46 Al_2O_3, 1,86 CaO, 1,27 K_2O, 9,80 Na_2O.

Angaben über andere Albitvorkommnisse in Graniten beruhen meist nur auf chemischen Schlussfolgerungen aus der Bauschanalyse, nicht auf thatsächlichen Analysen der isolirten Substanz. In Elaeolithsyeniten ist dagegen das Dasein von selbständigem primärem Albit nachgewiesen. Immerhin ist es auch möglich, dass in der Grundmasse von Porphyren und Porphyriten Albit zugegen ist, welcher, wenn er in einfachen, unverzwillingten Individuen auftreten sollte, sehr leicht in dem mikroskopisch feinkörnigen Aggregat mit Orthoklas verwechselt werden könnte. Auch in den jüngeren Eruptivgesteinen ist der stricte, zugleich durch Analysen begründete Nachweis von der Gegenwart des Albits noch nicht erbracht; Hibsch bestimmte ihn durch die Auslöschungsschiefe und das spec. Gew. unter den Ausscheidungen eines Phonoliths sowie von Trachyten im böhmischen Mittelgebirge. Allerdings ist es recht wahrscheinlich, dass er sich hier an der Grundmasse von Rhyolithen, Daciten, Trachyten u. a. kieselsäurereicherer Gesteine betheiligt, worauf der hohe Natrongehalt hinweist. Die als Mikroperthit und Mikroklinperthit bekannten Verwachsungen von Orthoklas und Mikroklin mit Albit sind dagegen in den Graniten und verwandten Gesteinen weit verbreitet. — Anders verhält es sich auf dem Gebiete der krystallinischen Schiefer, auf welchem für den Albit eine grosse Verbreitung nachgewiesen worden ist. Hier erscheint er in gewissen Gneissen, in Phyllitgneissen, Sericitgneissen, Feldspathphylliten, Porphyroiden, auch in sog. Grünschiefern, sowie in den contactmetamorphisch um Diabaseruptionen entwickelten sog. Adinolen in sehr feiner Vertheilung. In den feinkrystallinischen Schiefern bildet der Albit bald grössere ausgeschiedene Krystalle oder Körner, bald mehr oder weniger feinkörnige Aggregate in innigem mosaikähnlichem Gemenge mit Quarz, mit Muscovit oder anderen Mineralien. Dieser Albit der krystallinischen Schiefer enthält häufig sehr kleine Gasporen und Flüssigkeitseinschlüsse, Rutilnädelchen, Kohlepartikelchen, die ihn wohl trübe oder grau erscheinen lassen, auch dendritische Infiltrationen von Eisenoxydhydrat. Sehr bemerkenswerth ist der auf diesem Gebiete insbesondere durch Lossen geführte Nachweis, dass der Albit hier bisweilen als einfache Individuen, ganz ohne Zwillingsbildung erscheint, oder dass nach dem Albitgesetz nur eine Vereinigung von zwei Individuen, ohne polysynthetische Repetition zu Stande kommt, wobei die Zwillingsgrenze manchmal ganz unregelmässig verläuft. Ferner wird wohl nur an einem Ende die Streifung erkannt, während das andere Ende sich zwar ungestreift verhält, aber die gleiche Auslöschung zu besitzen pflegt, wie das eine der beiden Lamellensysteme an dem gestreiften Ende; auch wenn polysynthetische Zwillingsbildung vorliegt, sind es vielfach zwei Individuen, welche vorwalten und gewissermassen die Träger der anderen viel

dünneren Lamellen abgeben; oder es verläuft eine einzige schmale Zwillingslamelle durch einen einheitlichen Krystall oder bis zur Mitte desselben; die Zwillingslamellen pflegen überhaupt mehr breit als schmal zu sein (Z. geol. Ges. 1879. 442). — Eine grosse Rolle spielt der Albit namentlich als Quarz-Albit-Mosaik in den durch Gebirgsfaltung metamorphosirten Eruptivgesteinen, insbesondere den schieferigen Abkömmlingen der Diabase.

Der Oligoklas und mit ihm der nahe verwandte Andesin bildet einen besonders häufigen Gemengtheil in Graniten, Syeniten, Dioriten und den zugehörigen porphyrischen Gliedern, in den ersteren mit Orthoklas vergesellschaftet, mit welchem er die mikroskopischen Einschlüsse theilt; gewöhnlich ist er gegen den letzteren etwas abweichend gefärbt, in der Regel mehr weiss und von matterem Glanz. Er erscheint hier, kaum je ohne polysynthetische Verzwillingung meistens nicht eben breiter Lamellen, als unregelmässige Körner und Krystalle, welche, wie es scheint, mehr gedrungene oder tafelförmige Gestalt als Leistenform besitzen. Auch in Diabasen und deren Porphyren fehlt er nicht, pflegt aber hier mehr durch gleichmässige Entwickelung von P und M leistenförmig zu sein. In diesen älteren Massengesteinen besitzt er im Allgemeinen den Habitus der Orthoklase. — Ferner gibt der Oligoklas, oft überreich an Glaseinschlüssen, den (»glasigen«) Plagioklas für jüngere trachytische und andesitische Gesteine ab, mit oder ohne Sanidin und Quarz; seine grösseren Ausscheidungen sind hier mehr tafelförmig, die kleineren Individuen der Grundmasse mehr leistenähnlich; in den Basalten treten seine Leisten gegen diejenigen basischerer trikliner Feldspathe zurück. — Sehr verbreitet in den Gneissen, von ganz übereinstimmender Beschaffenheit wie in den Graniten. — Der sog. Sonnenstein von Tvedestrand in Norwegen, ein grossspäthiger Oligoklas, verdankt seinen blitzenden Schiller der Interponirung von lichtgelben, orangefarbenen, blutrothen, schwarzen Eisenglanztäfelchen von vielfach zerschnittener Form, welche parallel P, M und einem Prisma, z. Th. auch parallel 2P eingelagert sind (Scheerer, Poggendorff's Annalen LXIV. 1845. 153; J. Lea, Proceed. Acad. of nat. sc. Philadelphia 1866. 110).

Der Labradorit ist, wie seit lange bekannt, ein Feldspath vorwiegend der basischeren Eruptivgesteine, in denen Orthoklas und Quarz keine besondere Bedeutung besitzen, der Diorite, Diabase und ihrer Porphyre, der Melaphyre unter den älteren, der basaltischen und theilweise der andesitischen Felsarten unter den jüngeren, überall von ähnlicher Formentwickelung wie der Oligoklas. Auch in den ebenfalls basischen Gabbros und Noriten spielt der Labradorit eine grosse Rolle, hier ausgezeichnet einmal durch seine Neigung, die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz gleichzeitig und sehr scharf zu entwickeln (S. 225), sodann durch eine eigenthümliche Mikrostructur, sowie durch den Umstand, dass eine Umwandlung gewöhnlich saussuritische Aggregate entstehen lässt. Jene Mikrostructur ist am vollkommensten ausgeprägt an den schönen Labradoriten von der Paulsinsel an der Küste von Labrador, denen aus den Gouvernements Kiew und Wolhynien (namentlich von Kamennoibrod und

Goroschki), auf deren brachydiagonalen Spaltungsflächen eine ausgezeichnete bunte Farbenwandlung oder ein Farbenschiller erscheint. Vogelsang (Archives néerlandaises Tome III. 1868) hat gezeigt, dass der blaue Lichtschein der Substanz des Labradorits eigenthümlich angehört und wahrscheinlich als ein Polarisationsphänomen zu erklären ist, hervorgebracht durch den Durchgang gebrochener Strahlen aus einer Lamelle in eine andere, deren Schwingungsebenen mit jener nicht zusammenfallen; während die gelben und rothen Reflexe durch zahlreiche interponirte schwarze Mikrolithen und gelblichrothe Lamellen, die grünen und violetten Reflexe aber durch eine Vereinigung der letzteren mit dem blauen Lichtschein hervorgebracht werden. Die Längsrichtung der schwarzen Mikrolithen fällt mit der Kante *M*:*T* zusammen, die gelbrothen Täfelchen liegen parallel *M* und werden von ebenso gestellten bräunlich durchscheinenden und ganz schwarzen begleitet; alle diese lamellaren Einmengungen haben langgezogen sechsseitige oder rhombische Umrisse, sind oft am Rande zersägt oder in einzelne Striemen aufgelöst. Mikrolithen und Lamellen sollten nach der Ansicht von Vogelsang derselben Substanz und zwar dem Diallag angehören. Viel wahrscheinlicher ist ihre Deutung als Titaneisen und Eisenglanz, denen sie zuzurechnen schon Scheerer geneigt war; er hebt auch hervor, dass im Labradorit von Hitteröe bedeutendere Titaneisenparticeen vorkommen (in einem Gabbro-Plagioklas vom Oberen See, welcher einen Schnitt parallel dem Brachypinakoid darbot, beobachtete Irving, dass die meisten dunkeln Nädelchen parallel der Verticalaxe liegen; längere aber spärlichere bilden 112° mit diesen und gehen offenbar der Basis, noch andere sehr zahlreiche, schief zur Schnittfläche liegende gehen Pyramidenflächen parallel). Begleitet werden diese Gebilde von farblosen und ganz blassgrünlichen Mikrolithen und Körnchen (wohl Pyroxen) und Lamellen. Ausserdem liegt in dem Labradorit von der Paulsinsel eine grosse Menge von Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglichem Bläschen, nach gewissen Ebenen vertheilt (vgl. auch Scheerer in Poggendorff's Annalen Bd. 64. 1845. 162 und Schrauf in Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 60. Decbr. 1869, dessen Mineralbestimmungen wohl nicht das Richtige treffen; F. Z., Mikrosk. Besch. S. 136). — Die grauliche oder bräunliche Farbe, welche die Labradorite mancher Gabbros, Norite, Ophite im Gestein und auch im durchfallenden Licht makroskopisch in den Präparaten zeigen, ist auf das massenhafte Vorhandensein allerfeinster Körperchen, sehr wahrscheinlich ähnlicher Natur zurückzuführen, welche einen förmlich eingelagerten Staub darstellen, der oft bei stärkster Vergrösserung nicht aufgelöst wird. Zum Theil sind diese Partikelchen opak (wahrscheinlich vielfach Titaneisen), zum Theil pellucid; letztere sind vielleicht Körnchen von Pyroxen, von welchem, wie gleichfalls von Amphibol auch grössere Mikrolithen vorkommen; daneben erscheinen oft Flüssigkeitseinschlüsse. — Auch bildet Labradorit einen Gemengtheil von Amphiboliten, welche den krystallinischen Schiefern eingelagert sind.

Bytownit ist eine Bezeichnung für Plagioklasmischungen, welche zwischen Labradorit und Anorthit stehen; der Name bezieht sich auf ein Vorkommniss

aus Canada, für welches allerdings später nachgewiesen wurde, dass es gar kein einfaches Mineral, sondern ein Gemenge aus vorwaltendem Anorthit, aus Hornblende, Quarz und Magnetit sei (F. Z., Min. Mittheil. 1871. 61); doch thut dieses Ergebniss der Verwendbarkeit des Namens keinen Eintrag.

Das äusserste selbständige Endglied auf der basischen Seite, der Anorthit, welchen man früher nicht als Gemengtheil von Gesteinen voraussetzte, hat sich dennoch im Laufe der Zeit in manchen derselben gefunden, deren Zusammensetzung selbst vorwiegend basischer Natur ist, so in manchen Dioriten und Diabasen, insbesondere in Gabbros, Noriten und Olivingesteinen, unter den jüngeren Eruptivmassen in vielen Basalten, einigen Andesiten. Ebenfalls in Amphiboliten der krystallinischen Schiefer. Seine structurelle Ausbildung stimmt mit derjenigen der Labradorite in den betreffenden Gesteinen überein, wie dies z. B. die Anorthite der Gabbros deutlich zeigen. — Eine grössere Anzahl mit besonderen Namen benannter Mineralvorkommnisse hat sich als zum Anorthit gehörig erwiesen; von den in Gesteinen auftretenden sind zu nennen der Thjorsauit aus einem Lavastrom der Hekla, der Cyklopit aus den Hohlräumen des Dolerits der Cyklopen-Inseln, der Rosellan und Polyargit aus schwedischen Kalksteinen.

Wenn oben von einem monoklin sich verhaltenden Natronorthoklas die Rede war, so gibt es auch trikline Feldspathe, welche Natron und Kali zugleich enthalten, und dabei, wie es scheint, auch immer einen, wenngleich nicht bedeutenden Kalkgehalt besitzen. Es wären also kalkhaltige Glieder der Mikroklin-Albitreihe. Trotz des vorwaltenden Natronthonerdesilicats nähert sich die äussere Form dieser Feldspathe mehr der des Mikroklins oder Orthoklases als der des Albits; die Zugehörigkeit zum triklinen System wird bei ihnen oft nicht unmittelbar morphologisch erkannt, indem die Abweichung des Winkels $P:M$ von 90° (in Folge des ausgleichenden Aufbaues aus äusserst feinen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz oder nach diesem und dem Periklingesetz) sich manchmal der Wahrnehmung ganz entzieht oder nur einen sehr kleinen Werth ausmacht. Die optischen Verhältnisse erweisen ihre trikline Natur. Neben den deutlich n. d. M. verzwillingten Theilen kommen aber auch, durch Übergänge verbunden, Stellen vor, an denen eine Lamellirung nicht erkannt werden kann. Wie Mügge beobachtete, bedingt eine in sehr dünnen Schliffen hervortretende überaus feine Zwillingsstreifung in dickeren Präparaten die Erscheinung der sog. undulösen Auslöschung. Am deutlichsten tritt ohne Zweifel der Zwillingsaufbau und der Unterschied gegen die Orthoklase in Schnitten senkrecht zu P und M hervor. — Die orthoklas- oder mikroklinartige Formengestaltung zeigt manchmal bei bedeutender Länge der verticalen Zone eine sehr geringe Entwickelung von M, sodass die Prismenflächen fast allein ausgebildet sind, während unter den Makrodomen das steile y (und nicht x) aufzutreten pflegt. Die einzelnen Krystalle sind sehr häufig nach dem Karlsbader, Bavenoer oder Manebacher Gesetz mit einander verwachsen. Auf P schwankt die Auslöschung von $+1\frac{1}{2}°$ bis $+5°$ oder

$+6°$; auf M findet man Werthe zwischen $+6°$ und $+10°$. Das spec. Gew. pflegt zwischeu 2,60 und 2,65 zu liegen. — Die Mischungsverhältnisse dieser Feldspathe sind verschieden, der Albit scheint darin vorzuwalten, die Molekularbetheiligung des Kalifeldspaths die des Anorthits auch stets zu übertreffen. — Feldspathe dieser Art wurden von Brögger als (kalkhaltiger) Natronmikroklin, von Förstner als kalkhaltiger Mikroklinalbit bezeichnet; der erstere Name wird zwar mehr der Formentwickelung, weniger dem gegenseitigen Verhältniss der Bestandtheile gerecht, weil die Mikroklinsubstanz quantitativ hinter dem Natronfeldspath zurücksteht; der zweite berücksichtigt allerdings dieses Verhältniss, indessen weicht der Feldspath in seiner Hauptspaltung nicht unerheblich vom Albit ab. Rosenbusch belegt die Gruppe mit dem durch die Allgemeinheit seiner Bedeutung nicht eben empfehlenswerthen Namen Anorthoklas, welcher auf eine manchmal nur latente Eigenschaft anspielt, die in offenbarer Weise auch den eigentlichen Plagioklasen zukommt. Das äusserlich Charakteristische dieser Feldspathe liegt aber weniger in der Nicht-Rechtwinkeligkeit, als vielmehr in der Beinahe-Rechtwinkeligkeit seiner Spaltungsstücke und so könnte man sie vielleicht zweckmässig Parorthoklase heissen.

Hierher gehören z. B. die von Brögger untersuchten aus dem Augitsyenit und Rhombenporphyr des Christiania-Gebiets, z. B. einer von Svenöer mit dem Verhältniss Albit : Mikroklin : Anorthit = 2,62 : 1,24 : 1; in diesen Feldspathen fand sich $P : M$ immer zwischen 90° und 90° 20′ und die Auslöschungsschiefe auf P ca. 1°—2°. — Förstner beschrieb hierher gehörige kalihaltige Kalknatronplagioklase von Pantelleria, welche makroskopisch den Orthoklasen gleichen, auch den Winkel $P : M$ oft sehr genau = 90° ergeben; doch ist die Basis nur eine Scheinfläche, indem diese Krystalle alle aus triklinen Lamellen vorwiegend nach dem Albitgesetz aufgebaut sind, und Feldspathe von so feiner Lamellirung gar keine Reflexe liefern können, welche der wahren Lage der Flächen P ihrer Lamellen entsprechen. Feldspathe dieser Art zeigen oft einen beträchtlichen Wechsel in der Breite der Zwillingslamellen, wobei breitere Streifen einen sich bis an die Grenze des Auflösungsvermögens verlierenden Aufbau aus noch feineren Individuen zeigen; auch gehen deutlich gestreifte Stellen allmählich unter Verwischung der Grenzen in ungestreifte über. Da bei den zahlreich genau untersuchten Feldspathen dieser Art eine mechanische Beimengung von Orthoklas und daher auch ein perthitartiger Charakter ausgeschlossen ist, so muss ihr Kaligehalt als isomorpher Bestandtheil ganz auf Rechnung der Plagioklasmischung geschrieben werden; dieselben lassen sich genau im Sinne der Tschermak'schen Theorie auf Mischungen der drei bekannten triklinen Feldspathe: Albit, Mikroklin, Anorthit zurückführen; das Molekularverhältniss geht unter diesen Feldspathen von Pantelleria bis auf Albit : Mikroklin : Anorthit = 6,68 : 1,50 : 1. Förstner untersucht weiter, wie die integrirende Kalibeimengung auch optisch zum Ausdruck kommt, oder wie sich die physikalischen Eigenschaften gewisser Natronkalkfeldspathe ändern, wenn in ihnen Kali theilweise vicarirend für Natron eintritt. Es zeigt sich, dass ihr Auslöschungswinkel auf

M (+ 6° bis + 10°) ein ganz verschiedener ist, und ferner, dass mit den für diese Verbindung gefundenen Werthen für die Auslöschung auf *P* (+ 1½° bis + 6°) in der Regel ganz andere Auslöschungsschiefen auf *M* verbunden sind, als wie sie irgend einem Kalknatronfeldspath, welcher auf *P* ebenso auslöscht, entsprechen würden. Die Auslöschungsschiefen auf *M* nehmen mit grösserem Kalkgehalt ab und beinahe proportional mit der Kalimenge zu. Diese Thatsache, dass proportional mit dem Kaligehalt eine grössere Annäherung der Auslöschungsrichtung auf *M* an die Trace *P* stattfindet, lässt sich nur durch die Voraussetzung erklären, dass die dem Albit analog constituirte isomorphe Beimischung von Kalifeldspath in allen diesen Feldspathen mit dem Mikroklin identisch ist (wie dies auch schon von Brögger angeführt wurde). Befremdend ist allerdings vorläufig noch die Annäherung der Auslöschungsschiefe auf *P* an die Orientirung des Orthoklases, d. h. der geringe Werth derselben. Auch noch in anderen krystallographischen Beziehungen tritt eine Annäherung der kalkärmeren dieser Mischungen an den Mikroklin hervor, wie denn z. B. der Axenwinkel α mit Abnahme des Kalks gegenüber dem Kali sich schnell 90° nähert, auch der Axenwinkel γ dem des Mikroklins sehr nahe kommt. Diese kalkhaltigen Mikroklin-Albite, wie Förstner sie nennt, gehen gewissermassen in den Natron-Orthoklas über (vgl. Z. f. Kryst. VIII. 1883. 125 ff.). — Zu dieser Gruppe gehört ferner wohl der von Mügge untersuchte und als Natronmikroklin mit etwas Kalkgehalt aufgeführte Feldspath aus akmithaltigen Trachyten im Massai-Lande; Winkel *P*:*M* schwankend zwischen 89° und 91° (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 591). Sodann der ausgezeichnete von Miers und später von Hyland (Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 250) beschriebene schöne Feldspath aus dem Nephelinbasanit des Kilimandscharo (Kibo) in Karlsbader Zwillingen, wobei das Orthopinakoid auch die Zusammensetzungsfläche ist; der Winkel *P*:*M* ist sehr nahe 90° (im Mittel 90°3′); in Schliffen parallel *P* ist die Auslöschungsschiefe der zwillingslamellirten Partien 1°—2° (seltener 3½°); parallel *M*, wo keine Lamellen sichtbar sind, beträgt sie 5°—6°. Der Feldspath, vom spec. Gew. 2,63, führt 7,11 % Natron auf 5,34 Kali und 3,02 Kalk, daher Albit : Mikroklin : Anorthit = 4,02 : 2,1 : 1. — Weiterhin reiht sich hier an ein Feldspath aus glasiger Lava vom Pico do Teyde auf Tenerife, wobei das letztere Verhältniss = 4,94 : 1,96 : 1, mit Auslöschungsschiefe auf *P* von fast 4°, auf *M* etwas über 9°. — Auch ein von Fouqué untersuchter von Quatro Ribeiras auf Terceira, geometrisch dem Mikroklin sehr genähert, sehr fein lamellar verzwillingt; *P*:*M* = 90°20′; auf *P* unter 1½° (nach späterer Angabe 1°—6°), auf *M* unter 9°—9½° (nach späterer Angabe 6°—10°) auslöschend; die sehr feine Gitterstreifung verschwindet auf *P* und erscheint in einer zu *P* und *M* senkrechten Fläche; spec. Gew. 2,593 (Bull. soc. minér. 1884. 197). Vgl. auch die Angaben von Rosiwal über Feldspathe aus ostafrikanischen Phonolithen in Denkschr. Wiener Akad. LVIII. 1891. 491.

Soweit die bisherigen Untersuchungen reichen, scheinen Feldspathe dieser Art hauptsächlich in natronreicheren Gesteinen vorzukommen und von natronhaltigen Bisilicaten begleitet zu werden.

Wenn sich die Frage erhebt, ob mehrere Plagioklase von abweichender Zusammensetzung neben einander in einem und demselben Gestein vorhanden sein können, so ist diese Frage durchaus zu bejahen. Ältere Angaben über das Zusammenvorkommen mehrerer trikliner Feldspathe, z. B. von Seufter (Oligoklas und Labradorit nebeneinander in Diabasen), von Liebe (dreierlei Plagioklase in Diabasen) sind zwar ohne hinreichende Begründung, indem sie sich vorwiegend auf die versuchte Interpretation der Bauschanalyse, auf Gegensätze des Erhaltungszustandes oder der Angreifbarkeit durch Säuren stützen. Aber jene Thatsache ist später sowohl durch chemische Analyse, wie auf optischem Wege und durch die Bestimmung des spec. Gew. nachgewiesen worden. Einerseits wurde bisweilen dargethan, dass die grösseren ausgeschiedenen Feldspathe kieselsäureärmer und kalkreicher waren, als die kleineren, mehr der Grundmasse angehörigen. Aber auch Feldspathe, zwischen denen keine erheblichen Grössengegensätze (und Zeitunterschiede in der Festwerdung) bestehen, können wohl unter einander differiren, wie denn z. B. Hibsch in böhmischen Trachyten auf die gleichzeitige Gegenwart von ausgeschiedenem Albit, Andesin und Labradorit geführt wurde, freilich nur durch Bestimmung der Auslöschungsschiefen an Spaltblättchen. — Ferner ist hier auf den bekannten, so häufig vorkommenden Aufbau der Plagioklase aus chemisch fortschreitend differenten Umwachsungszonen zu verweisen.

Oft hat sich bei den, gelegentlich der mechanischen Separation der Gesteine ausgeführten Bestimmungen des spec. Gew. ergeben, dass die Plagioklase mit Bezug auf das letztere nicht unerheblich von einander abweichen, ja bei allmählich verändertem Concentrationsgrade der Scheideflüssigkeit fallen sie selbst continuirlich aus. Bei diesen Operationen ist man allerdings darüber unsicher, ob die aufbereiteten differenten Partikelchen herstammen von gepulverten Individuen, welche einzeln durch ihre ganze Masse gleichmässig zusammengesetzt waren, aber unter einander abwichen, oder von gepulverten Individuen, welche als solche schon schichtenweise verschieden zusammengesetzt waren.

Bei Mügge's Untersuchungen über den Plagioklas des porphyrischen Basalts von Fayal ergab die Trennung der Feldspathe für einen kleinen Theil ein spec. Gewicht $> 2,70$, für die Hauptmasse 2,690—2,672, ein kleiner Rest fiel zwischen 2,672 und 2,650. — Das spec. Gew. des aus dem Anamesit von Schuhba durch Doss isolirten Plagioklases schwankt zwischen 2,695 und 2,722, was einem Kieselsäuregehalt von 55,2—50,2 % entspricht. — Den Plagioklas eines Trachyts vom Monte Amiata konnte J. F. Williams in 6 Portionen von verschiedenem spec. Gew. trennen: von den extremsten Theilen schwamm der eine bei 2,583 (?), fiel der andere bei 2,690 spec. Gew. der Flüssigkeit. Küch constatirte für Andesite Columbias, dass, wenn auch die aus dem zerkleinerten Gestein herausgelesenen Partikelchen der ausgeschiedenen Plagioklase einen continuirlichen Wechsel im spec. Gew. (und der chemischen Zusammensetzung) zeigten, doch ein mittlerer Werth existirte, welcher der grössten Anzahl der Fragmente eigen war.

Bei der Separations-Untersuchung der Krakatau-Asche erhielt J. W. Retgers

das merkwürdige Resultat, dass darin alle möglichen triklinen Feldspathe vorhanden seien, angefangen von solchen anorthitischen mit einem Gew. von 2,745 bis zu albitischen vom Gew. 2,620. Die Hauptmasse (85 % der Feldspathe) liegt zwischen den Gewichten 2,700 und 2,640, entsprechend Labradoriten, Andesinen und Oligoklasen, während die sehr basischen und die sehr sauren Glieder nur schwach vertreten waren. Die optischen Prüfungen stimmten damit im Ganzen überein. Werden die spec. Gew. der einzelnen getrennten Feldspathportionen als Abscissen und die Gewichtsmengen, mit denen sie sich procentarisch an der überhaupt erhaltenen Feldspathmenge betheiligen, als Ordinaten aufgetragen, so erhält man die »Feldspathcurve«, welche für das betreffende Gestein charakteristisch sei. — Doch sind solche Folgerungen auf Grund des spec. Gew. immerhin mit einer gewissen Vorsicht aufzunehmen. G. Linck, welcher die Ansicht vertrat, dass, entsprechend der während der Erstarrung continuirlich stattfindenden Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung des Magmas, sich auch eine continuirliche Reihe von feldspathigen Mischungen aus demselben ausgeschieden habe, befand in einem Kersantitgestein von Weissenburg »Feldspäthe vom spec. Gewicht zwischen ca. 2,55 und 2,72 derart continuirlich vertreten, dass es nicht gelingt, eine grössere Partie von einem spec. Gewicht zu gewinnen«. Aber weitere Untersuchungen stehen damit nicht in dem gewünschten Einklang: zwar werden die grösseren und schwereren wasserhellen Plagioklase des Gesteins von erwärmter Salzsäure zersetzt, wogegen die durch Eisenoxyd röthlich gefärbten kleineren sich nur entfärben; aber mit Kieselfluorwasserstoffsäure nach der Bořickyschen Methode geprüft, ergab sich wider Erwarten, dass die schwersten Individuen gerade vorwiegend Na mit wenig Ca und K lieferten; eine leichtere Portion sonderbarerweise vorherrschend Ca mit Na und sehr wenig K; die leichteste wieder namentlich Na mit weniger K und keinem Ca, so dass also bei den beiden ersten Portionen der Na- und Ca-Gehalt nicht mit dem spec. Gew. im Verhältniss steht, wie es bei den Plagioklasen bekannt ist. Dadurch wird aber die Existenz einer solchen continuirlichen Reihe recht fraglich. Ganz ähnliche Irregularitäten ergaben auch die Feldspathe eines Hornblendeporphyrits der Gegend von Weissenburg, unter denen es gerade wieder die schwerste und die leichteste Probe war, die ein Vorwiegen des Na zeigten.

Nachdem vorher schon viele Zeugnisse für die Bildung des kluftbekleidenden Feldspaths auf nassem Wege vorlagen, wurden auch Erweise dafür beigebracht, dass der am Gesteinsgewebe sich betheiligende Feldspath in gewissen Vorkommnissen das Resultat einer solchen Neubildung sein kann. Vermuthet und stillschweigend anerkannt wurde allerdings dieser Vorgang längst von allen denen, welche in krystallinischen Schiefern umgewandelte Sedimente sahen.

1877 berichtete Törnebohm über den umgewandelten Hyperit von Ölme, dass von dessen ursprünglich braunem Plagioklas nur hier und da noch trübe Reste übrig sind, sich aber statt desselben ein Aggregat von frischem farblosem

Plagioklas findet, der sich sowohl durch die Abwesenheit der braunen Färbung als durch seine mehr unregelmässige körnige Ausbildung deutlich von dem ursprünglichen unterscheidet (N. Jahrb. f. Min. 1877. 385). Auch aus anderen Gesteinen erwähnt er ähnliche Erscheinungen, wo an Stelle der primären bräunlichen Plagioklasleisten ein kleinkörniges Aggregat von farblosem Plagioklas, Orthoklas und Quarz entsteht. Lossen beschrieb secundär gebildeten Feldspath, welcher in einem schwachflaserigen strahlig-körnigen Diabas s.-ö. von Passbruch (im Harz) neben primärem auftritt, im Gegensatz zum letzteren nicht als Leistenwerk, sondern als mosaikartiges Pflaster ausgebildet, nicht getrübt, sondern wasserhell ist (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1885. 619; auch für 1884. 525). Auch Kloos erwähnte secundär entstandenen Feldspath, der mit Quarz ein kleinkörniges Gemenge bildet in einem Uralitgestein von Ebersteinburg im n. Schwarzwald (N. Jahrb. f. Min. 1885. II. 85). In den letzteren Jahren haben sich diese Wahrnehmungen und Deutungen sehr vermehrt. — Von grosser Wichtigkeit ist die Beobachtung von Lacroix, dass in französischen Eklogiten der sehr thonerde- und natronreiche Pyroxen bei der Umwandlung zerfällt in secundären Amphibol und secundären Albit-Oligoklas (vgl. Eklogit). — In tertiären Kalksteinen der Gegend von Rovegno an der Trebbia haben sich Albitkrystalle offenbar neu gebildet, da sie z. Th. die Radiolarien des Gesteins umschliessen (Issel, N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 7).

Eine besondere Modification dieser secundären Feldspathneubildung besteht darin, dass die vorhandenen Feldspathe weiterwachsen. Darauf hat wohl zuerst 1884 van Hise aufmerksam gemacht, welcher in Sandsteinen von der Nordküste des Huron-Sees ein nachträgliches Wachsthum der klastischen Feldspathkörner beschrieb: ihre ursprüngliche abgerundete Oberfläche ist durch Eisenoxyd markirt, und auf derselben ist neue Substanz abgesetzt und zwar mit dem Kern parallel orientirt, gleichviel ob letzterer Orthoklas oder Plagioklas ist. Rohrbach fand 1886 in den massigen, zum Diabas gehörigen Tescheniten anscheinend secundären Plagioklas als übereinstimmend krystallographisch orientirte lappige Rinde über primärem und sodann als selbständige kleine tadellos frische Individuen in der chloritischen Masse. In trachytischen Phonolithen des böhmischen Mittelgebirges gewahrte Hibsch einerseits in dem die Hohlräume ausfüllenden Analcimaggregat Feldspathsäulchen, welche wegen der isolirten Art ihres Auftretens, wegen ihrer Wasserklarheit und Freiheit von jeglichem Einschluss sich von den trüben Feldspathen der Grundmasse unterscheiden und wohl als secundäre Neubildungen gelten müssen; andererseits zeigten auch trübe Feldspathe, welche auf einen Hohlraum stossen, eine Fortsetzung in den letzteren hinein mit einem hellen Kopf, und eine solche wasserklare Endigung ist auch an vielen Feldspathen des eigentlichen Gesteinsgewebes zu erblicken. In einem Falle konnte die Albitnatur des secundären Feldspaths goniometrisch und optisch dargethan werden (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 250). In den Conglomeraten der Hoosac-Mts. im westlichen Massachusetts kommen Feldspathe vor, welche innerlich trübe röthliche oder weissliche, von klastischen Contouren begrenzte Kerne

besitzen, deren trübe Beschaffenheit durch Kaolinbildung, Einschlüsse von Flüssigkeit und Glimmerblättchen bedingt wird; umgeben sind dieselben von einer Zone klaren Feldspaths (mit Einschlüssen von Glimmer und Quarz), welche mit dem Kern gleiche optische Orientirung und Spaltbarkeit besitzt, obschon die Polarisationsfarbe zwischen beiden manchmal etwas abweicht; diese klare Substanz zieht auch adernweise durch das trübe Innere. Doch kommen auch Feldspathe vor, in denen die klare Zone sehr weit vom Rande aus einwärts greift und solche, wo sie gar überwiegt und in ihr nur noch vereinzelte fleckenweise Partikel der trüben Substanz liegen. J. E. Wolff, welcher diese Verhältnisse beschreibt, glaubt, dass es sich hier nicht lediglich um einen neuen Anwachs von frischem Feldspath handelt, sondern auch um einen aufzehrenden Ersatz des trüben durch klaren. Die damit vorkommenden ganz klaren Feldspathe sind Albit (Bull. Mus. comp. zool., Harvard Coll. XVI. 1891. No. 10). — Weitere Beispiele finden sich S. 159, wo von dem Weiterwachsen der Mineralien überhaupt die Rede ist. — Neugebildete, die vorhandenen corrodirten umrindende Feldspathe finden sich auch als Ausscheidung aus der Schmelzmasse in kaustisch veränderten Gesteinseinschlüssen.

Wenn daher die Thatsächlichkeit einer secundären Feldspathbildung im festen Gestein auf nassem Wege nicht zu bezweifeln ist, so liegen Erscheinungen vor, welche darauf verweisen, dass diese neugebildeten Feldspathe sich gewissermassen in eine grundmasseähnliche Hauptmasse eines Gesteins »einfressen« (wie Bergt, Carl Schmidt und Linck sich ausdrücken), dieselbe theilweise aufzehrend und ersetzend, so dass dann innerhalb des Feldspathrahmens noch Partikel jener Masse einschlussähnlich hervortreten, oder in jener Masse ursprünglich gelegene, in die Feldspathbildung nicht mit hereingezogene Gemengtheile noch innerhalb des Feldspaths als solche und mit ihrer charakteristischen Richtung oder Vertheilung erblickt werden. Diese Feldspathe pflegen mehr oder weniger in die umgebende Masse zu verfliessen.

Feldspath als Product des Contactmetamorphismus ist häufiger als man anfänglich glaubte. Mehrere ältere Angaben liegen, namentlich von Seiten französischer Forscher vor, dass Contactgesteine mit Feldspathkrystallen imprägnirt seien. Im Diabascontact ist Feldspathentwickelung nicht eben selten. Bei den Umwandlungen der sedimentären Schiefer durch Granit hat sich an manchen Orten Feldspath gebildet, wenn er auch anderswo ganz vermisst wird. Zuerst wies Allport hier Orthoklas in einem umgewandelten untersilurischen feldspathfreien Schiefer von Enniscorthy in Wexford nach (Qu. journ. geol. soc. XXXII. 1876. 411), was trotz des Zweifels von Rosenbusch (Mass. Gest. 1886. 53) später durch Teall bestätigt wurde (British Petrogr. 384). Brögger beobachtete solchen Feldspath (lange unregelmässige gestreifte Leisten basischen Plagioklases) in metamorphosirten Stinkkalkellipsoiden der Alaunschiefer des s. Norwegens, auch H. Reusch führt vom Granitcontact bei Grefsenaas (Christiania) sehr feldspathreiche Umwandlungen silurischer Schiefer an. Nach Barrois kommt Feldspath in bretonischen Sandsteinen ganz nahe am Granit vor und er glaubt hier an eine

unmittelbare Einwirkung granitischen Materials. Unter den Contactgesteinen des Harzer Granits hebt Lossen speciell einen Orthoklashornfels hervor. Eine beträchtliche Rolle spielt sogar neugebildeter Feldspath, meist Plagioklas, in den aus Grauwacken und Grauwackenschiefern hervorgegangenen Contactzonen um den Lausitzer Granit und den von demselben umhüllten, contactlich umgewandelten Bruchstücken solcher Gesteine. Auch aus dem oberen Amarinerthal der Vogesen beschreibt Linck besonders einen charakteristischen Feldspathhornfels.

Pseudomorphosen von Feldspath sind nach verschiedenen Zeolithen bekannt; zuerst machte Haidinger auf diejenigen nach Laumontit in den Höhlungen der Trappgesteine der Kilpatrick Hills bei Dumbarton in Schottland aufmerksam (Sitzgsber. der Wien. Akad. d. W. I. Heft 3. S. 96). Grandjean fand solche Pseudomorphosen auf Klüften eines Grünsteins bei Niederscheld, unfern Dillenburg, F. Sandberger beobachtete ähnliche in zolllangen Krystallen in einer Druse bei Oberscheld in Nassau (Jahrb. des Ver. für Naturk. im Herz. Nassau VII. 219 und N. Jahrb. f. Min. 1851. 156). Am Calton Hill bei Edinburgh nach Haidinger, in Mandelsteinen der Gegend von Dillenburg nach Breithaupt erscheint Orthoklas in Formen von Analcim. Kühn berichtet über Bildung von Albit aus Analcim im Ophit von Arudy im Ossau-Thal, Pyrenäen (Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 396).

Nephelin (und Elaeolith).

Hexagonal, gewöhnliche Combination $\infty P\{10\bar{1}0\}.0P\{0001\}$ oder dieselbe mit $P\{10\bar{1}1\}$. Randkantenwinkel von $P = 88^{\circ}11'$. Die Krystalle sind meist klein, einzeln eingewachsen oder aufgewachsen und dann zu kleinen Drusen gruppirt; auch derb, in individualisirten Massen und grosskörnigen Partieen. — Spaltbarkeit basisch und prismatisch nach $\infty P\{10\bar{1}0\}$, unvollkommen, bisweilen bei einer chemischen Umwandlung der Substanz u. d. M. einigermassen besser hervortretend. Bruch muschelig bis uneben; H. = 5,5 ... 6; G. = 2,55 ... 2,61; theils weiss und ungefärbt (Nephelin), theils gefärbt, besonders grünlichgrau, berggrün bis lauchgrün und entenblau, oder gelblichgrau, röthlichgrau bis fleischroth und licht gelblichbraun (Elaeolith). Glasglanz auf Krystallflächen, im Bruch ausgezeichneter Fettglanz, durchsichtig bis kantendurchscheinend. Der Brechungsexponent ist niedrig, was für die Diagnose nicht unwichtig, daher die Durchschnitte u. d. M. ohne ein Relief hervortreten, und die Doppelbrechung ist schwach, $\omega = 1{,}542$, $\varepsilon = 1{,}538$ ungefähr für Na, (also negativ); die Interferenzfarben sind daher in charakteristischer Weise sehr niedrig, gewöhnlich graublau erster Ordnung. Die mikroskopischen Individuen besitzen im parallelen polarisirten Licht oft so schwache Doppelbrechung, dass man der Gypsplatte oder des Quarzkeils bedarf, um ihre Anisotropie überhaupt zu erkennen. Dünne Querschnitte ergeben im convergenten polarisirten Licht nur ein breites schwarzes Kreuz, keine bunten Ringe.

Die chem. Zus. wurde nach zahlreichen Analysen als $(Na, K)_2(Al_2)Si_2O_8$ aufgefasst, was, wenn das erste Glied aus 4 Na + K besteht, entspricht: 41,24 Kieselsäure, 35,26 Thonerde, 17,01 Natron, 6,46 Kali; doch ergaben die Analysen gewöhnlich einen etwas höheren Kieselsäuregehalt; auch ist meistens eine ganz kleine Menge von Kalk, sowie oft etwas, offenbar secundär hineingelangtes Wasser (0,2 bis 2 %) vorhanden. Doelter fand, dass die künstliche Mischung $Na_2Al_2Si_2O_8$ geschmolzen beim Erstarren in der That mit Leichtigkeit als Nephelin krystallisirt. Rauff erschloss aus seinen Analysen, welche ihm im Durchschnitt 44,08 Kieselsäure, 33,28 Thonerde, 16,00 Natron, 4,76 Kali, sogar 1,85 Kalk und 0,15 Wasser geliefert hatten, unter der Annahme, dass K : Na = 1 : 5 und Ca : (H, K, Na) = 1 : 10, die schon früher einmal von Scheerer aufgestellte Formel $R_8(Al_2)_4Si_9O_{34}$ (Z. f. Kryst. II. 1878. 345). Alle Nepheline enthalten nach ihm auch höchst geringe Spuren von Chlor. V. d. L. schmilzt er schwierig (Nephelin) oder ziemlich leicht (Elaeolith) zu blasigem Glas. Farblose und klare Splitter werden in Salpetersäure trübe; schon von kalter Salzsäure vollkommen zersetzbar unter Abscheidung von Kieselgallert; aus der Lösung krystallisiren Kochsalzwürfelchen und sie enthält, abweichend von der kalkreichen des Meliliths, gar keinen oder nur spurenhaft Kalk.

Der Nephelin begreift die farblosen, weissen und grauen, stark durchscheinenden, meist krystallisirten Varietäten, wie sie in den jungeruptiven Gesteinen (s. unten) als meist nur mikroskopische Gemengtheile, bisweilen aber auch hier makroskopisch in der Gesteinsmasse oder aufgewachsen auf Poren vorkommen. In den Dünnschliffen bildet er u. d. M. gewöhnlich rechteckige (bei gleich dicken und hohen Individuen auch quadratische) polarisirende Längsschnitte, bisweilen mit abgestumpften Ecken, oder einfach brechende hexagonale Querschnitte von symmetrischen Contouren. Vielfach aber, namentlich wo er einen vorwaltenden Gemengtheil bildet, erscheint der Nephelin ohne deutliche selbständige Krystallform, als »Fülle«, indem seine farblose, inselähnliche Stellen bildende Substanz nur durch die Formen der nachbarlichen Mineralien begrenzt wird, und oft förmlich in das seitliche Gemenge hinein verläuft; solche unregelmässig contourirte Nephelinflecken ergeben sich im polarisirten Licht oft als ein Aggregat mehrerer verdrückter Individuen (über die Unterscheidung von Melilith vgl. diesen). — Die wasserklaren Nepheline sind bald vollkommen rein, bald mit ausserordentlich feinen Mikrolithen, insbesondere mit blassgelblichen oder blassgrünlichen Nädelchen, Stachelchen und Körnchen von Pyroxen (auch wohl seltener von Hornblende, vielleicht hin und wieder von Apatit) durchwachsen, welche selten kreuz und quer eingelagert, gewöhnlich in den Schnitten parallel den Rändern der Nephelinrechtecke angeordnet, in grösseren Hexagonen auch übereinstimmend mit den sechs Rändern gruppirt sind. Bisweilen sind diese Interpositionen so fein und so eng gedrängt, dass sie in ihrer Vereinigung einen scheinbar geschlossenen Ring darstellen. Die angeblichen Nepheline, welche der Beschreibung nach bräunlichgraue und bläulichgraue staubähnliche Materie in sich enthalten sollen, sind wahrscheinlich Apatite. Flüssigkeitseinschlüsse sind wahrgenommen, aber selten.

Da neben dem Nephelin häufig der gleichfalls in hexagonalen Prismen krystallisirende Apatit in den Gesteinen als mikroskopischer Gemengtheil auftritt, so gilt es, beide von einander zu unterscheiden. Über die mikrochemische Auseinanderhaltung der Apatitschnitte vgl. S. 118. Beim Behandeln der Nephelinschnitte mit Salzsäure bildet sich Kieselsäuregelatine, welche Tinctionen annimmt (vgl. S. 120), der Apatit wird rasch gelöst. Aber auch ohne diese Diagnosen wird man bei einiger Übung und im Hinblick auf die makroskopische Ausbildung der Krystalle die kurz rechteckigen Durchschnitte des Nephelins, welche auf eine verhältnissmässig dicke und nicht allzulange Säule schliessen lassen, nicht leicht mit den langen dünnen nadelähnlichen Apatitsäulen von besonders scharfem und grellem Querschnitt verwechseln. Gerade wo beide Mineralien nebeneinander vorkommen, pflegt dem Apatit eine kurzprismatische gedrungene Gestalt nicht eigen zu sein. Zugleich leitet auch wohl die Beobachtung der quantitativen Betheiligung fraglicher Durchschnitte an dem Gestein auf den richtigen Weg: ein sehr reichliches Auftreten derselben spricht ebenso für Nephelin, wie ein sehr spärliches für Apatit.

Bei der molekularen Umwandlung der Nepheline finden sich im Beginn der Metamorphose die rechteckigen Durchschnitte namentlich der grösseren Krystalle an den Rändern in kurze, ganz blass isabellfarbige Fäserchen umgewandelt, welche meist senkrecht auf die längsten Rechtecksseiten gestellt sind und mit verschiedener Länge fransenartig in das unversehrte Innere hineinragen, auch längs Spalten sich ausbilden. Geht die Alteration weiter, so ist der Nephelin ganz oder zum grössten Theil zu solchen, in ihrer Vereinigung schmutzig graugelben, parallel-, verworren-, radialfaserigen stark doppeltbrechenden Aggregaten verändert, welche mit grösster Wahrscheinlichkeit einem Zeolith und zwar dem Natrolith angehören. Bisweilen stellen sich mehr blätterige Umwandlungsproducte ein, welche, wenn sie auch wohl gleichfalls zeolithisch sein dürften, doch wohl nicht dem Natrolith angehören.

Eigentlicher Nephelin bildet einen wesentlichen Gemengtheil tertiärer Effusivgesteine im Phonolith, im Nephelinit, im Nephelindolerit und Nephelinbasalt, im Nephelinbasanit und Nephelintephrit, einen accessorischen in manchen leucithaltigen Gesteinen. Begleitet wird er ebensowohl von Sanidin als von Plagioklas (wohl häufiger von ersterem als von letzterem), häufig von Augit, nicht eben oft von Hornblende, vielfach von Haüyn und Leucit. Quarz hat sich, soweit bekannt, bis jetzt in Nephelingesteinen nicht als ursprünglicher Gemengtheil gefunden, der etwa begleitende Glimmer ist stets Biotit, niemals Muscovit.

Während der Nephelin somit gewissermassen in seinem äusseren Habitus diejenige Varietät darstellt, welche unter den monoklinen Feldspathen dem glasigen Sanidin entspricht, begreift der alsdann dem Orthoklas zu vergleichende Elaeolith die stark fettglänzenden, graugrünen, lichtbläulichgrünen und röthlichen, meist trüben und derben Varietäten, welche in plutonischen, dem Syenit verwandten Gesteinen (Elaeolithsyenit) und deren Porphyren, zusammen einer-

seits meist mit Orthoklas, andererseits mit Augit, Hornblende, Biotit vorkommen. Die grünliche Farbe wird von interponirten mikroskopischen Augit- oder Hornblendelamellen und -Partikelchen hervorgebracht, welche bisweilen nach allen vier Axenrichtungen des hexagonalen Minerals darin eingeordnet sind und bei der Zersetzung des Elaeoliths durch Salzsäure als grünlicher Sand zurückbleiben; nadelförmige Mikrolithen finden sich hier viel seltener; ferner kommen Lamellen eines bläulichgrünen chloritischen Minerals eingeschlossen vor, in dem grünen Elaeolith von Laurvik auch reichliche Partikel von Flussspath. Ausser an leeren Hohlräumen sind die Elaeolithe noch manchmal reich an Flüssigkeitseinschlüssen, mitunter mit Kochsalzwürfelchen. Die röthliche Farbe rührt theilweise von einem trüben, an Spältchen gebundenen Umwandlungsproduct, theilweise von eingestreuten Körnchen und Blättchen von Eisenoxydhydrat her (F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1871. 810; Brögger, Z. f. Kryst. XVI. 220). Durch die grosse Menge aller dieser verschiedenen Einschlüsse wird der im Gegensatz zum Nephelin grössere Fettglanz des Elaeoliths z. Th. bedingt. Eine Umwandlung erfolgt in Spreustein (unreinen Natrolith; vgl. v. Eckenbrecher in Min. u. petr. Mitth. 1880. 21, auch Brögger a. a. O.), in optisch einaxigen und positiv doppeltbrechenden Hydronephelit (aus welchem ein grosser Theil des Spreusteins besteht) und andere Zeolithe, wie Thomsonit und Analcim; auch geht wohl Sodalith und Cancrinit secundär aus dem Elaeolith hervor; ferner in die beiden unter dem Namen Liebenerit und Gieseckit bekannten Substanzen, in welchen wohl vorwiegend Muscovit-Aggregate vorliegen.

Beide Varietäten sind in krystallinischen Schiefern nicht bekannt. In den Eruptivgesteinen haben sich die Nepheline und Elaeolithe durchweg später verfestigt als Augite und Biotite; die grösseren Nepheline scheinen gewöhnlich älter als die grösseren Feldspathe.

Cancrinit.

In mancher Hinsicht dem Nephelin nahestehend; hexagonal, makroskopisch in den Gesteinen meist als derbe individualisirte Massen, auch stengelige Aggregate; u. d. M. erscheint er in Durchschnitten regellos begrenzter Körner, auch in solchen von prismatischen Individuen, welche meist nur in der Prismenzone scharf krystallographisch ausgebildet, an den Enden bisweilen aber auch pyramidale Flächen zeigen; hier maass Törnebohm (Stockh. geol. Fören. Förh. VI. 1883. 383) in anscheinend vertical gerichteten Schnitten den von der Pyramide und dem Prisma gebildeten Winkel als 116° im Maximum, was auf eine Pyramide von ca. 52° Seitenkantenwinkel führen würde; auf P$\{10\bar{1}1\}$ des Nephelins bezogen, wäre dieselbe für letzteren ungefähr $\frac{1}{2}$P$\{10\bar{1}2\}$; auch Brögger fand diese stumpfe Pyramide an einem Vorkommen von Barkevik. — Spaltb. zufolge Törnebohm vorherrschend basisch, doch auch nach ∞P$\{10\bar{1}0\}$ vollkommen. — H. = 5 ... 5,5. G. = 2,42 ... 2,46, durchschnittlich 2,45, relativ gering, geringer als das des Nephelins oder Orthoklases (und aller Pyroxenmineralien),

höher als das des Sodaliths, weshalb die mechanische Isolirung des Cancrinits nicht schwierig fällt. — Makroskopisch rosenroth, welche Farbe nach Kenngott (Sitzgsber. Wiener Akad. X. 1853. 290) von interponirten winzigen Eisenoxydschuppen herrührt (die übrigens bisweilen schon in Präparaten mit blossem Auge sichtbar sind), auch citrongelb, welche Farbe aber beim schwachen Glühen verschwindet, grün und bläulichgrau, auf Spaltungsflächen Glas- bis Perlmutterglanz, ausserdem Fettglanz, durchsichtig bis durchscheinend. Die Cancrinitschnitte u. d. M. sind meist farblos, bisweilen ganz frei von Einschlüssen, bisweilen Mikrolithen von begleitenden Pyroxenmineralien longitudinal eingelagert enthaltend. — Brechungsexponent relativ niedrig; beim Cancrinit von Miask $\omega = 1{,}5244$, $\varepsilon = 1{,}4955$ (für Roth, zufolge Osann), bei dem von Litchfield $\omega = 1{,}522$, $\varepsilon = 1{,}499$ (nach Michel Lévy und Lacroix); die negative Doppelbrechung ($c = \mathfrak{a}$) ist daher erheblich stärker als beim Nephelin, die Interferenzfarben sind bei gleicher Dicke viel lebhafter und bewegen sich in den Präparaten nicht in den Anfängen der ersten Ordnung. Horizontalschnitte zeigen im convergenten polarisirten Licht einen bis zwei Ringe um ein scharfes dunkles Kreuz. — Als Unterscheidungsmerkmal von dem in mancher Hinsicht äusserlich ähnlichen frischen Elaeolith oder Nephelin dient, dass beim Glühen dieser unverändert bleibt, während der Cancrinit (zweifellos durch Verlust der Kohlensäure) dabei gleichmässig getrübt wird, entweder völlig opake Beschaffenheit erhält, oder im auffallenden Licht weisse Farbe zeigt. Vom Natrolith unterscheiden ihn die viel lebhafteren Interferenzfarben, die Einaxigkeit und der Charakter der Doppelbrechung. — Bei der Verwitterung liefert der Cancrinit eine ziegelrothe, trübe, fast opake Masse; ein Hervorgehen von Spreustein (Natrolith) aus ihm findet bisweilen statt.

Chemische Zusammensetzung. Der Cancrinit von Ditró hat z. B. nach Tschermak die Zusammensetzung: 37,2 Kieselsäure, 30,3 Thonerde, 5,1 Kalk, 17,4 Natron, 4,0 Wasser, 5,2 Kohlensäure; hier wie auch in den anderen Analysen hat das nach Abzug des Carbonats übrig bleibende Silicat ziemlich genau die Zusammensetzung eines äusserst kaliarmen oder ganz kalifreien Nephelins: da man u. d. M. den kohlensauren Kalk nicht als solchen erkennt, so ist die Ansicht Lemberg's wohl sehr wahrscheinlich, dass man es hier mit einer chemischen Verbindung von Silicat mit Carbonat zu thun hat. Dafür sprach sich auch Rauff aus, welcher dabei die Frische der Substanz und die Übereinstimmung in dem Gehalt an Kohlensäure und Wasser an den verschiedenen Fundorten hervorhebt: aus zwei Analysen des C. von Miask, welche im Durchschnitt 37,28 Kieselsäure, 28,64 Thonerde, 17,89 Natron und Kali, 6,95 Kalk, 6,16 Kohlensäure, 4,03 Wasser ergaben, folgert er die Formel $Na_8(Al_2)_4Si_9O_{34} + 2CaCO_3 + 3H_2O$. Ähnlich ist Lindström's Analyse eines schwedischen Vorkommnisses. Der C. von Litchfield in Maine ergab J. W. Clarke: 36,29 Kieselsäure, 30,12 Thonerde, 19,56 Natron, 0,18 Kali, 4,27 Kalk, 2,98 Wasser, 6,96 Kohlensäure, woraus er die Formel ableitet $H_6CaNa_8(Al_2)_4[SiO_4]_8[CO_4]_2$, welche mit der von Rauff bis auf Ca gegen Ca_2 und Si_8 gegen Si_9 übereinstimmt. — V. d. L. schmilzt

der Cancrinit sehr schwer zu einem weissen, blasigen Glas; schon in kalter Salzsäure löst er sich unter starkem charakteristischem Aufbrausen vollständig, indem aus der klaren Solution erst beim Kochen oder Abdampfen Kieselgallert ausgeschieden wird; auch Oxalsäure löst ihn unter Abscheidung von oxalsaurem Kalk.

Der Cancrinit findet sich in einer Anzahl von Elaeolithsyeniten und in gewissen verwandten seltenen Gesteinen, in denen er zum Theil primär ist und anscheinend den Elaeolith vertritt, zum Theil aber wohl auch nach seiner ganzen Erscheinungsweise ein secundäres Umwandlungsproduct des letzteren darstellt, weshalb bisweilen eine innige Mengung von Elaeolith und Cancrinit vorkommt (Lemberg beobachtete bei Einwirkung von Natriumcarbonatlösung auf Elaeolith dessen Umwandlung in eine cancrinitähnliche Verbindung, einen Natron-Cancrinit und erhielt auch bei Behandlung eines (künstlichen) Sodaliths mit Natriumcarbonat ein ganz ähnliches Product; Z. geol. Ges. Bd. 35. 1883. 607 u. Bd. 39. 1887. 598). — In jungeruptiven Gesteinen ist Cancrinit nicht bekannt.

Sodalith.

Regulär (zufolge Brögger und Bäckström verweisen die Ätzfiguren auf tetraëdrische Hemiëdrie, wobei dann die scheinbar einfachen Krystalle Zwillinge nach den Würfelflächen sein müssten); ∞O {110}, auch ∞O {110}.∞O∞ {100}. Zwillingskrystalle nach einer trigonalen Zwischenaxe mit Durchkreuzung der Individuen nicht selten; auch derb in körnigen Aggregaten und individualisirten Massen, als Trümer und Schnüre. In Gesteinen mit porphyrischer Structur besser, in gleichmässig körnigen weniger gut selbständig begrenzt; in letzteren ist er gegen die älteren Gemengtheile xenomorph, gegen die jüngeren automorph ausgebildet. — Spaltb. dodekaëdrisch nach ∞O, mehr oder weniger vollk.; Bruch muschelig bis uneben und splitterig; H. = 5,5; G. = 2,13...2,29; farblos, gelblichweiss, grünlichweiss, grünlichgrau bis spargelgrün, auch berliner- bis lasurblau; Glasglanz auf Krystallflächen, doch in den Fettglanz geneigt, welcher im Bruch sehr vollkommen ist; durchscheinend. Brechungsexponent niedrig, recht übereinstimmend bestimmten für den farblosen Sodalith vom Vesuv Tschihatscheff $n = 1,4858$, Feussner $n = 1,4827$ für Na-Licht; genau dieselbe Zahl erhielt Letzterer auch für den blauen S. von Tiahuanaco in Bolivien. — Chem. Zus. nach mehreren, ziemlich gut übereinstimmenden Analysen: $Na_4Al_3Si_3O_{12}Cl$, welches gedeutet zu werden pflegt als $3(Na_2(Al_2)Si_2O_8) + 2NaCl$, also als Verbindung von 3 Mol. des Thonerde-Natron-Silicats, welches auch im Nephelin erscheint, mit 2 Mol. Chlornatrium; doch ist letzteres, wie das Verhalten gegen Wasser zeigt, nicht als solches in dem Mineral vorhanden, auch nimmt das Natrium nicht mit dem Chlor in bestimmtem Verhältniss zu; die Analysen ergeben darnach in 100 Theilen: 37,14 Kieselsäure, 31,60 Thonerde, 25,60 Natron, 7,31 Chlor (101,65). Der grüne S. vom Vesuv und aus Grönland ist dagegen viel ärmer an Chlor, indem derselbe davon nur 2,6 % (zufolge Lorenzen allerdings auch 7,30)

enthält, während ein von E. Bamberger untersuchter blauer erratischer S. von Tiahuanaco in Bolivien 5,65 Chlor ergab. Brögger und Bäckström rechnen den Sodalith zur Granatgruppe und schreiben die obige Formel $Na_4[Al.Cl]Al_2[SiO_4]_3$, also ein Natriumthongranat, in welchem Na_2 durch die zweiwerthige Gruppe [AlCl] ersetzt ist. V. d. L. schmilzt er, theils ruhig, theils unter Aufblähen, mehr oder weniger schwer zu einem farblosen Glas; die blaue und grüne Farbe verschwindet meist schnell bei schwachem Erhitzen; von Salzsäure und Salpetersäure wird er leicht und vollkommen zersetzt zu klarer Lösung unter Abscheidung von Kieselsäuregallert. Nach Anwendung von Salzsäure liefert die Lösung beim Eintrocknen zahlreiche Kochsalzwürfelchen. Selbst Essigsäure greift den Dünnschliff von Sodalith an. Von Haüyn und Nosean ist der Sodalith durch das Ausbleiben einer Reaction auf Schwefelsäure zu unterscheiden. Osann bediente sich folgenden Verfahrens: der Schliff wird mit einigen Tropfen verdünnter Essigsäure (3—4 Th. Wasser auf 1 Th. conc. Säure) bedeckt, der man etwas Chlorbaryumlösung zugesetzt hat. Das Präparat bleibt zusammen mit einem dieselbe Flüssigkeit enthaltenden Uhrglas mehrere Stunden unter einer Glasglocke stehen, so dass kein völliges Eintrocknen erfolgen kann. Der Sodalith wird von Ätzfiguren bedeckt, bleibt aber völlig durchsichtig, der Nosean (Haüyn) dagegen überzieht sich auf seiner ganzen Oberfläche mit einem sehr feinen Niederschlag von $BaSO_4$ und wird ganz undurchsichtig (N. Jahrb. f. Min. 1892. I. 221). Lemberg schlug vor, auf die Sodalithkörner 10 Minuten lang eine Lösung, welche gleichzeitig 4 % HNO_3 und 2 % $AgNO_3$ enthält, einwirken zu lassen, wodurch sich ein zwar sehr dünner, aber gut haftender Überzug von AgCl ablagert; wird dieser rasch mit Pyrogallol zu Silber reducirt, so erscheint der Sodalith durch den Überzug des letzteren undurchsichtig (auch auf Haüyn entsteht der Überzug von AgCl, aber er ist viel heller, dünner und leicht ablösbar; Näheres s. Z. geol. Ges. 1890. 738). Um in dem Dünnschliff Sodalith nachzuweisen, kann man auch auf die betreffende fragliche Stelle einen Tropfen ganz verdünnter chlorfreier Salpetersäure oder Essigsäure ganz kurze Zeit einwirken lassen, und fügt dann einen Tropfen ziemlich verdünnter Lösung von Bleinitrat oder Bleiacetat hinzu; alsdann sieht man aus dem Sodalith oder aus der ihn bedeckenden dünnen Schicht von Kieselsäuregallerte lange flache Prismen von Chlorblei hervorwachsen, welche parallel und rechtwinkelig zu ihrer Längsrichtung auslöschen (Graeff). Ein Chlorgehalt des Apatits könnte vielleicht ähnliche Reactionen liefern.

In den Dünnschliffen liefert der krystallisirte Sodalith einfachbrechende, gewöhnlich quadratische oder hexagonale Durchschnitte von oft recht scharfen Contouren, vielfach blass bläulich, auch grünlich, hellröthlich bis ins ganz Farblose; bald ist er ziemlich reine Substanz, bald enthält er, manchmal recht reichlich, mikroskopische Interpositionen von benachbarten Mineralien (wie Augit, Hornblende, Nephelin, Magnetit), auch stellenweise massenhafte rundliche und schlauchähnliche, auch dodekaëdrische Flüssigkeitseinschlüsse (meist im Centrum mit oft relativ grosser Libelle), Glas- und Gaseinschlüsse. — Von den ebenfalls einfachbrechenden Querschnitten des oft begleitenden Nephelins oder Elaeoliths

ist der Sodalith u. a. durch den Mangel einer Interferenzfigur im convergenten polarisirten Licht unterschieden.

Der Sodalith bildet einen Gemengtheil in gewissen sowohl älteren vortertiären als jüngeren tertiären Massengesteinen, doch unterscheiden sich die Vorkommnisse dort und hier in einigen Zügen. So erscheint er in der Regel vorhanden in den alten Elaeolithsyeniten (Foyaiten, Ditroiten und Verwandten) sowohl in Krystallen, als in rundlichen Körnern, als auch in derben Partieen, welche manchmal (namentlich im Centrum) gar nicht arm an fremden Einschlüssen anderer Gemengtheile sind. Auffallend sind in etlichen hierher gehörigen Gesteinsmassen die Trümer und Schnüre des Sodaliths, welche dem Feldspath, hin und wieder auch dem Elaeolith eingelagert sind. Im Allgemeinen scheint der Sodalith hier jünger zu sein als die Erze und die eisenhaltigen Bisilicate (Augit, Hornblende, Biotit) und älter als der Orthoklas: constante Altersbeziehungen gegen den Elaeolith lassen sich nicht sicher erkennen. Aus dem Sodalith entstehen hier manchmal reichlich büschelige Aggregate zeolithischer Fasern, vorwiegend wohl Natrolith (zufolge Brögger ist auch der Spreustein des südlichen Norwegens ein Umwandlungsproduct des (älteren) Sodaliths), auch Thomsonit, sowie Analcimkörner; in anderen Fällen Substanzen, welche mehr an Kaolin oder Muscovitaggregate erinnern; die etwa auf Spältchen vorhandenen Carbonate können nicht von dem Sodalith selbst geliefert werden, sondern nur secundäre Absätze sein. Ein eigenthümliches zeolithisches Umwandlungsproduct ist Clarke's Hydronephelit von Litchfield, über welchen man die Referate in Z. f. Kryst. XII. 1887. 505 oder im N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 193 vergleichen möge.

In den Gängen des südl. Norwegens ist ein älterer oft theilweise gut krystallisirt gewesener und bald vor, bald gleichzeitig mit dem Feldspath entstandener Sodalith fast durchgehends in gewöhnlich röthlich gefärbten Spreustein verwandelt. Viele, ja vielleicht die meisten der jetzt noch erhaltenen Sodalithe sind aber erst in einer späteren Phase der Gangbildung durch Umsetzung aus dem Elaeolith entstanden; dieser letztere Sodalith ist in der Regel makroskopisch dicht, mikroskopisch sehr feinkörnig, ohne hervortretende Spaltbarkeit, mitunter von chalcedonähnlich concentrischer Structur (Brögger, Z. f. Kryst. XVI. 1890. 177).

Andererseits bildet der Sodalith, und zwar hier wohl immer krystallisirt (weder in derben Partieen, noch in jenen eigenthümlichen Trümern) einen Gemengtheil in einer Anzahl von jüngeren Trachyten und Phonolithen. Interpositionen treten hier spärlicher auf; zeolithische Umwandlung ist nicht selten. In einigen Vorkommnissen scheint der Sodalith nur krystallisirt auf den Klüften und Poren des Gesteins zu sitzen, ohne sich an der eigentlichen Masse des letzteren zu betheiligen. — Die sodalithführenden Gesteine pflegen frei von primärem Quarz zu sein. — Den krystallinischen Schiefern, sowie dem Sedimentärgebirge ist das Mineral ganz fremd.

Haüyn (und Nosean).

Schwefelsäurehaltige, rhombendodekaëdrisch krystallisirte Glieder der Sodalithgruppe hatte man als Nosean und Haüyn unterschieden. Als Nosean galten die vorwiegend nicht-blauen (graulichen, grünlichen und schwärzlichen), welche unter den Monoxyden fast nur Natron enthalten und fast ganz kalkfrei sind, als Haüyn die blau gefärbten, in denen ein Theil des Natrons durch eine nicht unbeträchtliche Menge von Kalk ersetzt ist. Da aber betreffs des Kalkgehalts keine scharfe Grenze zu ziehen ist, auch der Farbengegensatz nicht als charakteristisch gelten kann, indem grauen sog. Noseanen durch Glühen das Blau des Haüyns ertheilt werden kann, ausserdem die sehr eigenthümliche Mikrostructur, die sonst im Mineralreich nicht wieder ihres Gleichen findet, in ganz übereinstimmenden Hauptzügen sowohl bei dem einen als bei dem anderen ausgebildet ist, so hat man sich daran gewöhnt, hier keinen besonderen Gegensatz anzuerkennen, sondern Nosean und Haüyn zusammenzufassen, zugleich aber die verschiedenen Vorkommnisse unter dem Namen Haüyn (nicht Nosean) zu begreifen. Die Vereinigung empfiehlt sich auch deshalb, weil es in den meisten Fällen nicht möglich ist, die Grösse des Kalkgehalts festzustellen; letzterer hängt jedenfalls mit der Farbe nicht zusammen, wie denn Doelter vom Vulkan Siderão (Capverden) in tiefblauen reinen Krystallen nur 0,21 % Kalk, dagegen 20,91 % Natron fand, so dass dieses Vorkommen ehedem wegen seiner Farbe Haüyn, wegen seiner chemischen Zusammensetzung Nosean hätte geheissen werden müssen (Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 464). Ist die Zusammensetzung bekannt, so empfiehlt es sich allerdings, von Natron-Haüyn und Natron-Kalkhaüyn zu sprechen.

Regulär, meist $\infty O\{110\}$ oder die Combination $O\{111\} . \infty O\{110\}$; auch Zwillingskrystalle nach O. und unregelmässige krystallinische Körner. Spaltbarkeit dodekaëdrisch nach ∞O, mehr oder weniger vollkommen (bei den mikroskopischen Individuen in der Regel kaum zu gewahren). H. = 5 . . . 5,5. Das spec. Gew. wird für den kalkarmen Nosean als 2,279 . . . 2,399, für den kalkreichen Haüyn als 2,4 . . . 2,5 angegeben; das eine fängt also da an, wo das andere anfhört, das Gew. scheint mit dem Kalkgehalt zu wachsen; ausserdem können aber auch die Interpositionen noch von Belang sein. Immerhin ist das spec. Gew. überhaupt recht niedrig. — Farben der grösseren Krystalle sehr verschieden (sehr selten farblos und weiss, als O krystallisirter Haüyn, Necker's sog. Berzelin im Peperin des Albaner Gebirges bei Rom), graulich in mehreren Tönen, graulichblau, lasur- bis himmelblau, blaulichgrün, grün, röthlich; schwarz; oft wird ein grauer Kern von einer weissen Rinde umschlossen und umgekehrt. Fettartiger Glasglanz, undurchsichtig bis durchscheinend. Der Brechungsexponent wurde am blauen Haüyn von Niedermendig durch Tschihatscheff zu 1,4961 für Na-Licht bestimmt; nach M. Lévy und Lacroix am Nosean durchschnittlich 1,46. Um Einschlüsse, namentlich um Gasporen zeigt sich wohl local eine Doppelbrechung mit schwarzem Kreuz und schwachfarbigen nach aussen verschwimmenden

Quadranten; auch wird mitunter die ganze Mineralmasse schwach doppeltbrechend befunden; Bruhns beobachtete bei den meisten Haüynkrystallen in Auswürflingen vom Laacher See Doppelbrechung mit undulöser Auslöschung (Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1890. 31).

Chemische Zusammensetzung. Der Haüyn einschliesslich des sog. Noseans würde als isomorphe Mischungen der beiden Substanzen

$$(Na_2)_3\,(Al_2)_2\,Si_4\,O_{16}\,[SO_4]$$ und

$$Ca_3\,(Al_2)_2\,Si_4\,O_{16}\,[SO_4]$$ zu betrachten sein.

Die erstere Substanz ist fast ganz rein, d. h. fast ganz kalkfrei bekannt, und würde, sofern als Monoxyd wirklich nur Natron vorhanden ist, liefern: 33,79 Kieselsäure, 28,75 Thonerde, 26,20 Natron, 11,26 Schwefelsäure. Glieder, welche dieser Grundverbindung nahestehen, sind, wie angeführt, als Noseane bezeichnet worden. Die zweite unter den Monoxyden blos Kalk enthaltende Substanz ist als solche noch nicht bekannt geworden; diejenigen Mischungen der beiden, welche neben Natron eine nicht unbeträchtliche Menge von Kalk (zumeist gegen 10 %) führen, sind es, welche wie oben erwähnt, den eigentlichen Haüyn darstellen. Das Verhältniss von Na : Ca geht darin von 5 : 1 bis 5 : 2; diese Glieder pflegen auch kleine Mengen von Kali zu enthalten, welches hier zu dem Natron gezogen wurde. Für den blauen Haüyn vom Vesuv fand z. B. Rammelsberg: 34,06 Kieselsäure, 27,64 Thonerde, 11,79 Natron, 10,60 Kalk, 4,96 Kali, 11,25 Schwefelsäure. Brögger und Bäckström, welche den Nosean und Haüyn als mit dem Granat analog constituirt erachten, geben für den kalkfrei gedachten ersteren die Formel $Na_4[Al.(NaSO_4)]Al_2[SiO_4]_3$, welche allerdings 14,06 Schwefelsäure erfordert. Die Mineralien enthalten auch Spuren bis 1 % Chlor (vermuthlich als Sodalithsubstanz). Gewisse der kalkarmen Glieder scheinen schon etwas Schwefelsäure verloren zu haben, indem die Analysen davon nur ca. 8 % aufweisen. — Salzsäure zersetzt diese Mineralien leicht unter Abscheidung von Kieselgallert; hebt man die durch die Behandlung mit Salzsäure entstandene Lösung ab und lässt dieselbe eintrocknen, so erhält man, sofern eigentlicher Haüyn vorlag, neben Kochsalzwürfelchen in grösserer Menge charakteristische monokline Gypskrystalle (die Salzsäure darf nicht sehr concentrirt und die Temperatur nicht sehr hoch sein, weil sonst würfelähnliche rhombische Anhydritkryställchen sich bilden); der sehr kalkarme sog. Nosean liefert keine oder nur ganz spärliche Gypsbildungen. Natürlich ist das Ausbleiben der letzteren nicht für Nosean entscheidend, da auch Sodalith vorliegen könnte. (Über die Unterscheidung des letzteren s. S. 250.) — Vor dem Löthrohr entfärben sich manche Vorkommnisse. Durch Glühen allein oder durch Glühen im Schwefeldampf können graue Varietäten blau gefärbt werden (vgl. S. 123). Der blaue Haüyn behält, zum Unterschied vom blauen Sodalith, bei nicht allzustarkem Erhitzen seine Farbe.

Die regelmässig begrenzten Krystalle erscheinen, je nachdem das Rhombendodekaëder durchschnitten ist, im Dünnschliff als (oft nach einer trigonalen Zwischenaxe in die Länge gezogene) Sechsecke und Vierecke und verhalten sich

im frischen uud normalen Zustande allemal als einfachbrechend (s. oben). Oftmals sind zwei, drei oder selbst mehrere Individuen zusammengewachsen und an den Contactstellen innig in einander verflösst.

Es gibt einerseits Haüyne, deren Durchschnitte nichts besonderes Auffälliges an sich tragen; sie sind von mehr oder weniger hellbläulicher, blassgrünlicher oder blassbräunlicher Farbe, auch wohl fast farblos und manchmal ziemlich frei von Interpositiouen, im Inneren ziemlich klar und rein. Bisweilen wechseln blaue und farblose oder auch anders gefärbte Partieen in unregelmässigen Flecken oder in concentrischen Zonen ab. Das intensive Blau der Haüyne scheint sich nur bei einem gewissen Grade der Zersetzung einzustellen.

Andere Durchschnitte besitzen bei schwacher Vergrösserung um ein lichteres Innere nach aussen einen dunkelbraunschwarzen oder dunkelbläulichschwarzen impelluciden Rand, der ohne irgendwie einwärts scharfe Grenzen aufzuweisen, doch in der Regel sehr deutlich gegen das Iunere abgetrennt ist: es findet zwischen beiden eine rasche und plötzliche Verwaschung statt; mitunter aber zieht sich diese innerliche Verwaschung fast bis in die Mitte der Krystalle hinein. Die dunkle Hülle wird bei manchen aussen noch von einer wasserklaren Zone umsäumt, welche sich im polarisirten Licht vermöge ihrer einfachen Brechung als ebenfalls noch zum Krystall gehörig erweist. Auch bei kleineren Individuen pflegt dann der dunkle Saum vorhanden und in eigenthümlicher Weise bei diesen kaum schmäler als bei den grösseren desselben Gesteines zu sein (durchschnittlich 0,02—0,03 mm breit). Die ganz kleinen der Präparate, welche überhaupt nicht angeschnitten wurden, stellen sich dann als dunkle, scheinbar ganz opake Kryställchen dar. Bisweileu ist der schwarze Rand auf eine ganz schmale Zone beschränkt, oder überhaupt nur lückenhaft vorhanden. In ihm, der allen Vertiefungen und Ausbuchtungen der Durchschnittscontouren folgt, scheint ein Product der magmatischen Einwirkung auf die Krystalle vorzuliegen, und manchmal sieht es so aus, als ob der Haüyn nur durch die eingetretene Erstarrung noch gerade einer vollständigen Resorption entgangen sei. — Das Innere, sowohl grösserer als kleinerer Noseane und Haüyne ist es nun, welches dann, wenn auch in verschiedenartiger, aber doch stets in charakteristischer Weise ausgebildet erscheint. Sehr häufig zeigt dasselbe bei schwacher Vergrösserung eine lichtgelblichgraue, lichtbläulichgraue oder sepiafarbige, gewissermassen wie mit Staub erfüllt aussehende oder schattirte Masse, aus welcher sich einzelne schwarze Pünktchen herausheben. Namentlich bezeichnend ist aber eine Schraffirung durch feine, lange, gerade und schwarze Striche, gewöhnlich kaum 0,001 mm breit, welche sich innerhalb dieser centralen Masse durchkreuzen. Diese Strichnetze siud parallel den krystallographischen Hauptaxen angeordnet, weshalb man in den quadratischen Durchschnitten zwei parallel den Diagonalen verlaufende, in den Sechsecken bei normaler Ausbildung drei sich unter 120° schneidende Strichsysteme gewahrt, welche, einen sechsstrahligen Stern bildend, die Ecken des Sechsecks gerade genau halbiren. Bei den mit einem schwarzen Rand versehenen Durchschnitten gewahrt man überaus oft in der nach innen

verblassenden Zone des Randes ebenfalls diese feinen schwarzen Striche aus der Masse dieser Hülle auslaufen, radienartig eine Strecke weit nach dem Inneren des Krystalls zu strahlen und immer dünner werdend, dann verschwinden. In den randfreien Haüynen treten sie aber nicht minder gut selbständig auf. An begünstigten Stellen lässt sehr starke Vergrösserung erkennen, dass die schwarzen Fadenstriche nichts anderes sind, als Reihen der ersterwähnten dunkeln Pünktchen, welche sehr dicht hintereinander in einer geraden Linie gelegen sind. Ferner bemerkt man sowohl in jener verwaschenen Zone auf der Innenseite, als an der nach aussen gekehrten Umgrenzung der dunkeln Hülle ganz offenbar, dass diese selbst nur eine innige Anhäufung derselben Pünktchen ist, wodurch ihre Farbe und Impellucidität erzeugt wird.

Von deutlich erkennbaren mikroskopischen Interpositionen finden sich nun in den Haüynen und Noseanen rundlich-eiförmige Glaseinschlüsse, stellenweise in beträchtlicher Anzahl und den Krystall ganz erfüllend, dunkle Hohlräume und, namentlich da, wo die dunkeln Pünktchen und Striche mehr zurücktreten, fremde schwarze Krystalle (bis 0,03 mm lang) als bald längere, bald kürzere, mitunter an einem Ende keulenförmig verdickte Nadeln; sie sind ebenfalls parallel den Hauptaxen gerichtet; gewöhnlich tiefschwarz scheinen sie mitunter an den Rändern röthlich oder gelblichbraun durch, stellenweise besitzen sie auch zum Theil oder gänzlich gelblichrothe Farbe. Neben diesen deutlichen Krystallen liegen auch rundliche oder eiförmige körnerähnliche Gebilde oder Blättchen von ebenfalls schwarzer oder brauner Farbe, und wie es scheint, von derselben Substanz, da zwischen den winzigen runden Körnchen und den längsten nadelförmigen Krystallen alle Übergänge vorkommen. Die zusammengruppirten Krystallnadeln bilden mitunter im Inneren der Haüyndurchschnitte einen schmalen concentrischen, der äusseren Contour entsprechenden Ring. Die Natur dieser schwarzen Mikrolithen ist vorläufig nicht mit Sicherheit bekannt; möglicherweise gehören sie dem Titaneisen an; Hubbard's Ansicht (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 366), sie seien Magnetit, wird durch ihre Form nicht unterstützt. Blättchen von Eisenglanz, häufig dendritisch zerlappt, sind nicht selten interponirt; vorwiegend liegen letztere allerdings wohl auf Spalten und sie dürften dann erst secundär eingedrungen sein. Dagegen pflegen auffallender Weise die in den benachbarten Leuciten und Nephelinen so häufigen Augitmikrolithen kaum je eingeschlossen zu sein.

Auf Grund vieler Wahrnehmungen bei sehr starker Vergrösserung scheint es gewiss zu sein, dass die früher erwähnten staubähnlichen Partikelchen und winzigen dunkeln Pünktchen bald Glaskügelchen, bald opake schwarze Körnchen, beide von den allerkleinsten Dimensionen sind; möglicherweise ist auch ein gewisser Theil derselben ungeheuer minutiöse Dampfporen. Dieses würden also auch die Elemente sein, aus welchen die fadenähnlichen schwarzen Strichnetze und aus deren Zusammenhäufung zu einer unentwirrbaren Masse der äussere schwarze Rand erzeugt wird. Vogelsang sieht darin einen amorphen Eisenmoor von der Zusammensetzung des Magneteisens, doch ergeben die Analysen des

Noseans, wie die des Haüyns, gewöhnlich noch nicht einmal 1 % Eisenoxyd. Übrigens scheint der Rand vielfach nicht mehr frisch und, worauf der Anblick bei auffallendem Licht hinweist, aus den eisenhaltigen Theilchen desselben bereits Brauneisenstein gebildet worden zu sein.

Erwähnenswerth sind noch bei den grossen Noseanen von Rieden die weissen gangartigen Zeichnungen, welche die Krystalle nach verschiedenen Richtungen durchsetzen, indem sie als helle Strassen auch durch die sepiafarbige Schattirung und durch die Punktirung hindurchgehen; sie sind wahrscheinlich auf eine secundäre molekulare Umänderung des Silicats zurückzuführen.

Übrigens zeigen die grösseren Krystalle in ihrem Inneren recht häufig keine durchgängig gleiche Mikrostructur: ein und derselbe Krystall besteht hier aus einer lichtbläulichgrauen oder lichtgelblichgrauen, bei schwacher Vergrösserung scheinbar homogenen Masse, bietet dort ein Haufwerk dunkler Pünktchen dar. welche bald lockerer, bald dichter zusammengefügt, bald von den schwarzen Strichen durchkreuzt, bald von diesen frei sind, zeigt hier ein netzartiges Gewebe der schwarzen Striche fast ohne dazwischengestreute Pünktchen, dort eine Ansammlung der erwähnten dunkeln Krystallnadeln, dort eine Reihe dickerer und kleinerer Glaseinschlüsse oder leerer Höhlungen. Andererseits umhüllen sich bei den grössern Noseanen ziemlich regelmässig Zonen, welche durch die Anzahl oder die Natur der Structurelemente eine verschiedene Beschaffenheit darbieten. Vgl. über die Mikrostructur des Noseans F. Z., Poggend. Annal. 1867. Bd. 131. S. 312; auch die sehr beachtenswerthe Arbeit von H. Vogelsang: Über die natürlichen Ultramarinverbindungen, Amsterdam 1873.

Die in der Umwandlung begriffenen Haüyne stellen gewöhnlich eine schmutziggraulichgelbe Masse von sechseckiger oder viereckiger Umgrenzung dar, deren Ränder oft nach aussen einigermassen verwaschen, oft aber auch noch unvermuthet scharf sind. Häufig verläuft aussen ein lichtgelblicher Rand, dann folgt nach innen eine dunkelgraue Zone, während das Centrum lichter grau ist und darin bald das Pünktchenhaufwerk, die Strichnetze oder die schwarzen Kryställchen noch zu sehen, bald diese Gebilde ebenfalls schon der Zersetzung zum Opfer gefallen sind. Die äussere schwarze Hülle zerbröckelt dabei förmlich, indem die Verwitterung in sie eindringend auflockernd wirkt; sie besteht dann aus einzelnen, von einander getrennten, gliedartig neben einander gelegenen, im Inneren noch dunkeln, aussen schon ganz lichtschmutzig verwaschenen Fetzen und löst sich zuletzt, eine sehr wechselnde Breite erlangend, ganz allmählich nach aussen und nach innen in eine unreine graue oder gelbe, bald faserige, bald körnige Masse auf. Bei sehr fortgeschrittener Umwandlung wird die vormalige Krystallmasse stellenweise oder durch und durch excentrisch verworren- oder eisblumenähnlich strahlig. Im Beginn dieser Processe hat das Mineral gewöhnlich noch seinen isotropen Charakter bewahrt, in weiteren Stadien der Zersetzung, namentlich wenn die Fasern sich zu bilden anfangen, brechen solche Durchschnitte aber doppelt und liefern bei gekreuzten Nicols ein hübsches, oft mosaikartig verschieden gefärbtes Bild von faseriger Aggregationspolarisation. Die Fasern von einem bald

positiven, bald negativen Charakter, scheinen vorwiegend zeolithischer Natur zu sein und namentlich bei den natronreichen Noseanen zum Natrolith (optisch positiv) zu gehören, während bei den nicht unbeträchtlich Kalk enthaltenden Haüynen auch an eine Entwickelung von Desmin (optisch negativ) gedacht werden könnte. Bisweilen entsteht aus den letzteren neben Natrolith secundär Calcit. Andere Umwandlungsproducte haben mehr das Ansehen eines dichten, durch Eisenocker etwas gefärbten Steinmarks. In seinem vollkommen umgewandelten Zustande würde man das Mineral wohl kaum mehr als solches erkennen, wenn man nicht eben diese Entwickelung durch die ganze Reihe der Übergangsglieder verfolgen könnte. Im allgemeinen unterliegt der Haüyn noch weit rascher und vollkommener der Zersetzung als der Nephelin, was da offenbar hervortritt, wo beide neben einander vorkommen.

Der Haüyn (und Nosean) ist ganz vorwiegend auf quarzfreie und alkalireiche jüngere Effusivgesteine beschränkt (im Gegensatz zu dem Sodalith, welcher auch in plutonischen vorkommt), aber hier in manchen recht weit verbreitet. Begleitet wird er fast immer von Nephelin oder von Leucit, oder von beiden zusammen, mehr von Augit als von Hornblende; in den haüynreicheren Gesteinen pflegt der Plagioklas nicht oder nur spärlich vorhanden zu sein. So ist der Haüyn fast ausnahmslos zugegen in allen eigentlichen Phonolithen und Leucitphonolithen, in vielen Nephelin- und Leucitbasalten, Nepheliniten und Leucititen, in manchen Tephriten und Basaniten. In einigen Vorkommnissen z. B. in dem Gestein vom Vulkan Vultur bei Melfi in Unteritalien wird er auch in grösseren Krystallen neben den anderen Gemengtheilen so häufig, dass man für diesen Fall von Haüynophyr geredet hat. Bezüglich seiner Krystallisationszeit aus den Magmen lässt sich wohl nur behaupten, dass er nicht jünger ist als die Nepheline. — Sowohl den krystallinischen Schiefern als den Sedimentärgesteinen ist der Haüyn vollständig fremd.

Melilith.

Tetragonal; P{111} 65° 30′; die regelmässig ausgebildeten Individuen in den Gesteinen sind tafelförmig oder scheibenförmig durch grosse Ausdehnung der Basis, wobei in der niedrigen Säulenzone ∞P{110}, oder ∞P∞{100}, oder beide Prismen zusammen, oder ersteres mit ∞P3{310} auftritt, in Folge dessen der horizontale Querschnitt quadratisch oder achtseitig erscheint; bei unregelmässiger Ausbildung der Prismenzone ist er rundlich. Viel häufiger sind in den Dünnschliffen die rechteckig leistenförmigen Verticalschnitte der Tafeln. Diese tafelförmige Ausbildung in den Gesteinen entspricht der aufgewachsenen Varietät des vesuvischen Humboldtiliths. Die kurzprismatischen Formen, wie sie aufgewachsen der Melilith in den Drusen der Lava vom Capo di Bove zeigt, werden in den Gesteinen nicht völlig vermisst, sind aber ganz bedeutend seltener. Auch erscheinen irregulär gestaltete Körner von xenomorphen Umrissen. In ganz seltenen Fällen durchkreuzen sich zwei leistenförmige Durchschnitte beinahe

senkrecht, was, wenn hier eine wirkliche Zwillingsbildung vorliegen sollte, auf eine solche nach der Deuteropyramide P∞{101} verweisen würde. Jene eigenthümliche als »Fülle« bezeichnete Ausbildung, wie sie der Nephelin so oft zeigt (vgl. diesen), scheint nach Grubenmann auch beim Melilith vorzukommen; beide nicht selbständig contourirte Substanzen, optisch einander recht ähnlich, sind dann vielfach nur mikrochemisch auseinanderzuhalten, durch die Reaction auf Natrium (als Chlornatrium und Kieselfluornatrium) bei dem Nephelin, auf Calcium (als Gyps) bei dem Melilith. — Eine mehr oder weniger deutliche basische Spaltbarkeit veranlasst das Auftreten von einigen longitudinalen Rissen oder nur von einem derselben in den leistenförmigen Verticalschnitten. Eine auf Zonenstructur deutende Erscheinung wurde nur ein einziges mal von Stelzner beobachtet; Mügge befand die Individuen in einem Melilithbasalt vom Vulkan Dönjo-Ngai im Massai-Lande »meist zonar struirt mit aussen stärker doppeltbrechender Zone«; über kranzähnlich angeordnete Einschlüsse vgl. unten.

Der Melilith bildet makroskopische aufgewachsene Krystalle in Poren und Hohlräumen bis zu Millimetergrösse von gelblichweisser bis honiggelber und gelblichbrauner Farbe, Glasglanz oder Fettglanz und geringer Pelluciditat, als Gemengtheil der Gesteinsmasse selbst mit wenigen Ausnahmen (z. B. Capo di Bove) blos mikroskopische Individuen. In den Dünnschliffen zeigen die geschnittenen grösseren Individuen citronengelbe bis graulichgelbe Farbe, die kleineren und dünneren werden nur ganz schwach gelblich bis fast farblos. — H. = 5...5,5; G. = 2,90...2,95. Am Melilith (Humboldtilith) vom Vesuv fand Henniger $\omega = 1,6312$, $\varepsilon = 1,6262$ für Roth, $\omega = 1,6339$, $\varepsilon = 1,6291$ für Na-Licht; der Brechungsexponent ist daher relativ hoch (und das Relief viel stärker als beim Nephelin), die Doppelbrechung aber sehr schwach; Michel Lévy bestimmte für den Melilith vom Vesuv $\omega - \varepsilon = 0,005$; daher gehen sogar in dickeren Schliffen die Interferenzfarben meist nicht über das Graublau der ersten Ordnung hinaus: sehr dünne leistenförmige Verticalschnitte verhalten sich, bei voller Drehung zwischen gekreuzten Nicols im parallelen polarisirten Licht nahezu ganz dunkel bleibend, also scheinbar ganz isotrop, so dass man zum Nachweis ihrer wirklichen Doppelbrechung eines Gypsblättchens oder dergleichen bedarf. Der Charakter der erkennbaren Doppelbrechung ist bisweilen negativ (c in der Längsrichtung der Leisten), bisweilen aber auch positiv; in Hochofenschlacken wies J. H. L. Voigt auch optisch positiven Melilith nach (vgl. auch Bodländer im N. Jahrb. f. Min. 1892. I. 53, sowie Becke in Min. u. petr. Mitth. XII. 1892. 444); über die Ursache dieser Gegensätze s. unten. Mit ihnen hängt auch vielleicht die bisweilen zu beobachtende schön himmelblaue oder berlinerblaue Interferenzfarbe zusammen (Capo di Bove, schwäbische Alb). Im parallelen polarisirten Licht liegt natürlich das Maximum der Auslöschung der Leisten parallel und senkrecht zu ihrer Längsrichtung. Die seltenen basischen Querschnitte geben im convergenten polarisirten Licht nur ein so unbestimmtes Kreuz, dass der Charakter der Doppelbrechung nicht an ihm bestimmt werden kann, sondern im parallelen Licht aufgesucht werden muss. — Die äusserst schwach gefärbten Durchschnitte zeigen

keinen Pleochroismus; bei den gelben gibt Stelzner E (den parallel c schwingenden Strahl) als dunkelgelb, O (den senkrecht dazu schwingenden) als hellgelb an.

Chem. Zusammensetzung nach den vorhandenen Analysen sehr schwankend, so dass die Aufstellung einer Formel kaum möglich erscheint; im Allgemeinen ist das Mineral eine Verbindung von Kieselsäure, Thonerde und Kalk, dazu von etwas Magnesia, Natron; die am besten übereinstimmenden Analysen von Damour ergaben 38 bis 41 % Kieselsäure, 6 bis 11 Thonerde nebst 4 bis 10 Eisenoxyd, 32 Kalk nebst 4 bis 7 Magnesia und 2 bis 4 Natron; mit Ausnahme einer Analyse von Carpi geben alle übrigen fast 32 % Kalk; die gelben und braunen Varietäten halten 10 % Eisenoxyd. Stelzner fand auch Eisenoxydul. Nach J. H. L. Voigt sind die Melilithe, ähnlich den Plagioklasen, aus zwei in variabeln Mengen sich mischenden Grundverbindungen zusammengesetzt, nämlich dem Gehlenit ($R_3(R_2)Si_2O_{10}$) von optisch negativem Charakter, und der als Mineral nicht vorkommenden, sich aber in Schlacken ausscheidenden, ebenfalls tetragonalen, optisch positiven Substanz Åkermanit ($R_4Si_3O_{10}$, worin R vorwiegend Ca, mit etwas Mg, Mn, Fe). Mit zunehmender Betheiligung des Gehlenitsilicats wird die Doppelbrechung immer kleiner. Mittelglieder zwischen beiden sind es, welche optisch isotrop erscheinen. Ähnlich wie bei den Plagioklasen findet sich auch bei den künstlichen Melilithen gelegentlich zonare isomorphe Schichtung. Auch ist ein optisch negativer Kern, eine isotrope Mittelzone und eine positive Randzone beobachtet worden. Der natürliche Melilith entspricht am nächsten einer Mischung von je 1 Molekül der Grundverbindungen (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 73). V. d. L. schmilzt er z. Th. schwierig zu einem hellgelben oder auch schwärzlichen Glas; von Säuren wird er sehr leicht zersetzt unter Abscheidung von Kieselgallert, in der salzsauren kalkreichen Lösung erzeugt zugesetzte Schwefelsäure die Bildung reichlicher Nädelchen von Gyps.

Dem Melilith in den Gesteinen ist vielfach eine charakteristische Mikrostructur eigenthümlich, welche in ihrer vollendetsten Ausbildung zuerst von Stelzner eingehend beschrieben wurde (N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. II. 1882. 369); sie besteht alsdann darin, dass in den rechteckig-leistenförmigen Verticalschnitten der Tafeln sich von den Längsrändern, also von den basischen Endflächen aus, pflockähnliche, spiess- oder ruderähnliche, auch schlauchähnliche Gebilde mehr oder weniger senkrecht in das Krystallinnere hineinziehen. Diese Gebilde sind bald länger, bald kürzer, häufig unter einander ungleich lang; oft lassen die von beiden Längsseiten auf einander zu gerichteten in der Mitte des Durchschnittes einen schmalen Streifen von reiner und compacter Krystallsubstanz frei. Die Pflöcke oder Spatel gehen auch in kugel- oder kegelähnliche Gestalten über oder tragen an ihrem Ende eine knopfförmige Anschwellung; nur sehr selten finden sich daran seitliche, parallel der Basis verlaufende Verzweigungen. Andere Melilithe zeigen nicht diese eigentliche »Pflockstructur«, wie Stelzner die Erscheinung treffend nennt, sondern erweisen sich wie feingefasert, wobei die bald mehr vereinzelt vorhandenen, bald dichter versammelten Fasern sich wiederum von den der Basis entsprechenden Längsrändern aus mit ungleicher Länge

parallel in das Innere erstrecken, so dass hier wohl nur eine andere Ausbildungsform der Pflockstructur vorliegt. Zur Beobachtung der Pflöcke bedarf es grösserer Individuen und sehr dünner Schliffe. In basischen Schnitten des Meliliths gewahrt man die Durchschnitte der Pflöckchen als kleine Kreischen (von 0,003 bis 0,007 mm im Durchmesser, bei kräftiger Entwickelung).

Woraus diese pflockähnlichen Gebilde bestehen, ist noch nicht zur Genüge aufgeklärt. Stolzner wagte nicht zu entscheiden, ob dieselben ebenfalls aus Melilith bestehen, ob sie von einer fremden Substanz gebildet werden, oder ob sie nur Hohlräume sind. Dass sie Gasporen oder mit Flüssigkeit erfüllte Hohlräume seien, muss wohl auf Grund ihrer Erscheinungsweise als ausgeschlossen gelten: sie können nur einem festen Körper angehören. Stelzner und Rosenbusch führen an, dass sie nicht doppeltbrechend seien; bei sehr dünnen Schliffen könne man gelegentlich in den Verticalschnitten des Meliliths parallel *c* direct die Isotropie der Pflöckchen beobachten. In dickeren Schliffen finde man (nach Rosenbusch) stets, dass die Interferenzfarben des Meliliths gesunken sind, wo solche Pflöckchen ihn durchsetzen, d. h. der Melilith ist hier dünner. »Alle diese Erscheinungen weisen darauf hin, dass die Pflöckchen aus Glas, amorph erstarrten Theilen des Gesteinsmagmas bestehen« (M. Phys. Min. 1885. 324). Dass die Pflöcke Zeolith seien, ist angesichts ihrer Gestalt und ihrer einfachen Brechung nicht eben wahrscheinlich. Gegen die secundäre Natur derselben spricht auch, dass J. H. L. Voigt in einer Schlacke von Staffordshire Melilith mit einer gemäss der Abbildung sehr deutlichen Pflockstructur fand. Bei den künstlich gebildeten Melilithen bestehen nach ihm die auch hier vorhandenen wurst- und pflockähnlichen Gebilde im Allgemeinen aus schwarzem undurchsichtigem Glas, ausnahmsweise scheinen sie hohle Canäle zu sein, die nur hier und da mit schwarzem Glas gefüllt sind. — Es ist, wie angeführt, höchst wahrscheinlich, dass eine feine primäre Parallelfaserung vieler basaltischer Melilithe etwas der Pflockstructur ganz ähnliches darstellt.

Fremde Einschlüsse sind für den Melilith nicht charakteristisch; sie bestehen aus Leucit (dessen Ikositetraëder z. B. die grösseren Melilithe am Capo di Bove mosaikartig durchbrechen), Augit (bisweilen tafelig nach dem Klinopinakoid und mit diesem parallel der Melilithbasis eingelagert), selten aus Perowskit, Apatit, älteren Erzen; gewöhnliche glasige oder flüssige Einschlüsse scheinen bis jetzt nicht beobachtet zu sein. Grubenmann fand in Melilithquerschnitten des Hegaus die Interpositionen am häufigsten central zusammengeschaart, auch als peripherische Kränze um und auf dem Rande gruppirt, wobei z. B. die Augitmikrolithen parallel der Umgrenzungslinie stehen, ja es schiebt sich wohl zwischen Rand und Centrum noch ein paralleler Kranz ein, wodurch ein an Leucitdurchschnitte erinnerndes Bild erzeugt wird.

Der Melilith ist sehr leicht der Umwandlung unterworfen; er wird dabei einerseits trübe und gewinnt im auffallenden Licht ein erdiges, kreideähnliches Aussehen; andererseits setzt er sich in deutlich fasrige Aggregate um, wobei die Fasern gewöhnlich unter einander parallel (wie die Pflöcke) von den der

Basis entsprechenden Längsseiten der leistenförmigen Durchschnitte aus in das Innere dringen und hier vielfach in einer scheinbaren Längsnaht zusammenstossen. Diese secundären Fasern, welche mit grösster Wahrscheinlichkeit einem Zeolith angehören, zeigen auch in der Regel kräftige Doppelbrechung. Eine reichliche Neubildung von Kalkcarbonat, welche in den Gesteinen mit nicht mehr frischen Melilithen gewöhnlich zu beobachten ist, hängt wohl mit der Umwandlung der letzteren zusammen. Im Melilithbasalt von Alnö entwickeln sich aus dem Melilith zufolge Törnebohm kleine reihenförmig angeordnete gelbliche Körner, allmählich geht die ganze Substanz in ein regelloses Aggregat derselben über, bis dieselben schliesslich in grössere bräunlichgelbe Partieen zusammenfliessen, welche als Granat gedeutet werden (Stockh. Geol. Fören. Förh. VI. 1882. 243).

Der Melilith hat sich bis jetzt lediglich in basischen jüngeren Eruptivgesteinen dargeboten, nicht in älteren, und ist auch der Reihe der krystallinischen Schiefer gänzlich fremd. Er findet sich einerseits als Gemengtheil in augitführenden basaltischen Gesteinen, welche durch Leucit und Nephelin charakterisirt sind, und wurde hier nach dem Studium des Vorkommnisses vom Capo di Bove bei Rom als mikroskopische Individuen nachgewiesen (F. Z., Basaltgesteine 1870. 77; vgl. auch Hussak über den M. in Laven der Eifel, Sitzgsber. Wiener Akad. LXXVII. April 1878). Später lehrte Stelzner auch basaltische Gesteine kennen, in denen der Melilith neben Augit die Hauptrolle spielt; seine Abhandlung (N. Jahrb. f. Min. Beil.-B. II. 1882. 369, auch ebenda 1882. I. 229) trägt viel zur näheren Kenntniss des Minerals bei und führt auch aus, dass dasselbe in der älteren Literatur einigemal mit Nephelin verwechselt wurde. Ein recht constanter Begleiter des Meliliths ist in diesen Gesteinen der Perowskit.

Leucit.

Die äussere Krystallform, in welcher sich der Leucit darstellt, ist das reguläre Ikositetraëder 2O2 {211}, doch bildet diese Gestalt oft nur den Rahmen, innerhalb dessen, wenigstens für die grösseren Krystalle, eine Molekularumlagerung in ein anderes, wahrscheinlich das rhombische System unter sehr complicirter gegenseitiger Verbindung der kleinen Individuen desselben stattgefunden hat. Nachdem schon lange von Mehreren (Biot, Scheerer, Zirkel) eine Zusammensetzung der Krystalle aus doppeltbrechenden Lamellen constatirt worden war, gelangte vom Rath auf Grund von Winkelmessungen, welche etwas von dem regulären System abwichen, sowie einer oberflächlichen Streifung, welche auf eine im regulären System unmögliche Zwillingsbildung nach ∞O verwies, dazu, das Ikositetraëder nur als Scheingestalt, in Wirklichkeit als die tetragonale Combination P{111}.4P2{421} anzuerkennen, mit ausserordentlich oft wiederholter polysynthetisch-lamellarer Zwillingsbildung nach 2P∞{201}, also blos nach einem Theil der scheinbaren Rhombendodekaëderflächen. Hirschwald machte darauf im Gegensatz zu vom Rath die ganz richtige Beobachtung, dass an dem Leucit die polysynthetische Zwillingsbildung nach allen Flächen des scheinbaren Rhomben-

dodekaëders vor sich geht. Während nun inzwischen bei den Leucitformen trotz ihres constanten regulären Typus überhaupt mancherlei Schwankungen der Winkelwerthe wahrgenommen waren, kam Weisbach auf Grund von Messungen, welche Treptow an einem völlig durchsichtigen Krystall aus dem Albaner Gebirge anstellte, zu dem Schluss, dass dieser Leucit auch äusserlich *rhombisch* sei; das scheinbare Ikositetraëder zerlöse sich dabei in die drei rhombischen Pyramiden: $P\{111\}$ (mit Polkk. 130° 13′ und 132° 33′), darüber liegend $4\bar{P}2\{421\}$ und $4\breve{P}2\{241\}$: das scheinbare Rhombendodekaëder zerfalle alsdann in die rhombischen Partialformen $\infty P\{110\}$, $2\breve{P}\infty\{021\}$, $2\bar{P}\infty\{201\}$. — Darauf stellte C. Klein die höchst bemerkenswerthe und aufklärende Thatsache fest, dass eine über 265° (später zu ca. 500° bestimmt) erhitzte dünne Platte von Leucit eine völlige *Isotropie* gewinnt, die sich aber beim Erkalten sehr rasch verliert, wobei meist der doppeltbrechende Zustand der anfänglichen Beobachtungstemperatur wieder unverändert eintritt. Darnach ist anzunehmen, der Leucit habe sich *ursprünglich* beim Entstehen als *regulärer* Körper gebildet, und seine jetzige Erscheinungsweise sei die Folge geänderter Molekularanordnung, welche beim Sinken der Temperatur Platz griff. Bei allen seinen Untersuchungen gelang es nicht, eine Fläche zu finden, welche in optischer Hinsicht die Rolle einer tetragonalen Basis gespielt hätte; indem auch er ferner nachwies, dass nach denjenigen Flächen des Dodekaëders, welche vom Rath von der Zwillingsbildung ausschloss, in der That eine solche und zwar in reichlichem Maasse stattfindet, musste überhaupt das von letzterem angenommene tetragonale System verlassen werden: denn nach jenen, tetragonal als ∞P und als Symmetrie-Ebene aufzufassenden Flächen kann in diesem System keine Zwillingsbildung eintreten. Der Aufbau der Krystalle ist im Allgemeinen so, dass drei sich durchkreuzende Individuen vorkommen, die entweder gleichmässig oder ungleichmässig entwickelt sein können, von denen aber auch eines zur ausschliesslichen Herrschaft gelangt sein kann; diese Grundindividuen sind verzwillingt nach allen Flächen des Dodekaëders früherer Bedeutung. Der bei seiner Bildung regulär gewesene Leucit besteht also jetzt, wenigstens bei grösseren Krystallen *innerlich* aus Individuen wohl des *rhombischen* Systems, wobei die *äussere* geometrische Form noch immer die volle Erinnerung an die *reguläre* Symmetrie bewahrt. Auf die secundäre Entstehung der optischen Feldergrenzen der Zwillingslamellen verweist auch die schon von F. Zirkel, später noch von F. Kreutz gemachte Wahrnehmung, dass die mikroskopischen Einschlüsse nicht an diese gebunden sind, sondern darüber hinwegziehen. Gewisse beobachtete Erscheinungen im polarisirten Licht, welche mit rhombischer Symmetrie nicht direct vereinbar sind, können nach Klein auf Spannungen zurückgeführt werden und Rosenbusch hob hervor, dass da, wo die ursprüngliche starre Form sich bis zu einem gewissen Grade der neugebildeten Molekularanordnung anpasst, und eine grössere oder geringere Deformation der Krystallgestalt stattfindet, in der That unausgelöste Spannungen zurückbleiben müssen. Letzterem gelang es auch, in geeigneter hoher Temperatur eine Ausglättung der Zwillingsstreifen auf den Krystallflächen zu beobachten, worauf bei sinkender Temperatur die Zwillingslamellen und

Knickungen wiederkehren, häufig in anderer Anzahl und Vertheilung, aber stets mit dem früheren Gruppirungsgesetz. — Vgl. über vorstehende Verhältnisse: Biot, Mém. sur la polaris. lamellaire, Paris 1841. 669. — F. Zirkel, Z. geol. Ges. 1868. 97. — vom Rath, Monatsber. Berl. Ak., 1. Aug. 1872; N. Jahrb. f. Min. 1873. 113 u. 1876. 281. — Baumhauer, Z. f. Kryst. 1877. 257. — Hirschwald, Min. Mitth. 1875. 227; N. Jahrb. f. Min. 1876. 519, 733; Min. u. petrogr. Mitth. 1878. I. 85. — Weisbach, N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 143. — Klein, Nachr. d. Gött. Ges. d. W., 3. Mai 1884; N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 50 und Beilageb. III. 1885. 523. — Rosenbusch, N. Jahrb. f. Min. 1885. II. 59. — Penfield, ebendas. 1884. II. 224. — Mallard, Ann. des mines (7) X. 1876.

Die Krystalle des Leucits sind meist rundum ausgebildet und einzeln eingewachsen, selten aufgewachsen und zu Drusen gruppirt, auch finden sich krystallinische Körner und körnige Aggregate. — Spaltbarkeit gewöhnlich höchst unvollkommen; innere unregelmässige Zerklüftung hängt wohl mit der stattgefundenen molekularen Umlagerung zusammen. Bruch muschelig; H.$=$5,5...6; G.$=$2,45...2,50, rein und normal nach Goldschmidt 2,464. Graulichweiss bis aschgrau, auch gelblich- und röthlichweiss; Glasglanz, im Bruch Fettglanz, halbdurchsichtig bis kantendurchscheinend.

Die sehr kleinen Kryställchen des Leucits pflegen sich zwischen gekreuzten Nicols als isotrop zu erweisen; manche bleiben zwar dann auch bei einer vollen Drehung ganz dunkel, stören aber doch einigermassen die Calcit-Interferenzfigur im Stauromikroskop. Grössere Individuen zeigen im Schnitt die durch die sehr complicirte lamellare polysynthetische Verzwillingung nicht-regulärer (rhombischer) Theile hervorgebrachten Polarisationserscheinungen: ein System oder mehrere gitterähnliche Systeme doppeltbrechender breiterer oder schmälerer Streifen (oft weniger als 0,002 mm dünn). Die Systeme paralleler Streifen stehen je nach Richtung und Schnitt unter den verschiedensten Winkeln auf einander. Den mikroskopisch sehr kleinen Leuciten ist, wie es scheint, diese Zwillingslamellirung in der Regel fremd, wenigstens tritt sie nicht deutlich dabei hervor. Der Brechungsexponent der nicht-regulären Substanz ist niedrig, die Doppelbrechung nur sehr schwach positiv; $\omega = 1{,}508$, $\varepsilon = 1{,}509$ nach Des Cloizeaux. Über das matte graue Blau der ersten Ordnung gehen die Interferenzfarben im Dünnschliff nicht hinaus. Sind die Schliffe sehr dünn, so bedarf es oft der Einschaltung eines Gypsblättchens, um überhaupt auch bei grösseren Krystallen die nicht-isotrope Natur zu constatiren und die Zwillingslamellirung deutlich ersichtlich zu machen, andererseits lassen aber auch Schnitte grösserer Krystalle bisweilen wohl schon im gewöhnlichen Licht bei geeigneter Beleuchtung die Zwillingslamellen erkennen.

Chem. Zusammensetzung $K_2(Al_2)Si_4O_{12}$, mit 55,02 Kieselsäure, 23,40 Thonerde, 21,58 Kali; Abich wies in einer Var. vom Vesuv über 8 % Natron nach, und G. Bischof zeigte, dass viele Leucite neben Kali auch mehr oder weniger Natron enthalten, welches in den zersetzten Varr. sogar vorwaltend werden kann. — V. d. L. unschmelzbar und unveränderlich; das Pulver wird von Salzsäure vollständig zersetzt unter Abscheidung von Kiesel*pulver*, nicht von gelatinöser

Kieselsäure; im Dünnschliff greift selbst heisse Salzsäure die Leucitdurchschnitte nur sehr schwach an.

In den Dünnschliffen ergeben die einigermassen schärfer contourirten Leucite farblose, gewöhnlich mehr oder weniger regelmässig achteckige Durchschnitte mit fast gleichen Winkeln. Namentlich die kleineren makroskopischen und die grösseren mikroskopischen Leucite zeigen dabei die sehr charakteristische Tendenz, fremde Körperchen, Kryställchen oder Körnchen in grosser Menge zu umhüllen und sie innerhalb ihrer Masse zu einem centralen Häufchen oder wohl häufiger noch in kränzchenähnliche Zonen zu gruppiren, deren Durchschnitt ebenfalls achtseitig oder rundlich ist; diese Körperchen sind also auf der Oberfläche von Leucitformen oder kugelähnlichen Gestalten vertheilt, welche concentrisch in den Leucit eingeschrieben gedacht werden (vgl. über diese Structur F. Z. in Z. d. geol. Ges. 1867. 97). Neben den ausgezeichnet achteckig umgrenzten Leucitdurchschnitten kommen in denselben Gesteinen auch mehr oder weniger rundliche oder durch die angrenzenden Krystalle anderer Gemengtheile eckig gedrückte vor, welche in allen anderen Beziehungen, im optischen Verhalten, in der Mikrostructur vollkommen mit jenen übereinstimmen. Vielleicht kann man im Allgemeinen sagen, dass je grösser das Individuum, desto regelmässiger und schärfer seine äussere Gestalt sei. Hin und wieder sind mehrere Leucitkörner, einzeln durch ihre Structur gegenseitig abgegrenzt, unmittelbar und dicht aneinandergedrängt und bilden einen ikositetraëderähnlichen Haufen, dessen Durchschnitt die Achteckigkeit roh zeigt. — Die fremden im Leucit eingehüllten mikroskopischen Körperchen sind vorzugsweise grünliche oder gelbliche Nädelchen und Körnchen von Augit, farblose Feldspath-Mikrolithen, rundliche oder eiförmige schwarze und bräunlich durchscheinende Körnchen, welche meist einer halbglasigen und schlackigen Substanz angehören, ferner damit im Zusammenhang stehende, insbesondere häufig reine Glaseinschlüsse (mitunter von der Form des Leucits selbst), überdies eckige dunkle impellucide Partikel von Magneteisen. Freilich sind diese Gebilde in den mikroskopischen Leuciten oft so winzig, dass sich die Natur der einzelnen Körnchen nicht allemal feststellen lässt und so eng gedrängt, dass sie förmlich in einen zarten dunklen Strich zusammenzufliessen scheinen. Flüssigkeitseinschlüsse gesellen sich übrigens nur höchst selten diesen zonenförmig arrangirten Einmengungen hinzu, sondern kommen mehr selbständig, ab und zu ziemlich reichlich vor, z. B. in den Leuciten vom Capo di Bove bei Rom, der Lava vom Vultur bei Melfi, der Gesteine von Rieden am Laacher See. Sehr selten ist die Erscheinung, dass Libellen von Glaseinschlüssen mit einer ein Bläschen enthaltenden Flüssigkeit erfüllt sind (S. 187). Wenn Mikrolithen sich an jenen concentrischen Ringsystemen betheiligen, so pflegen die einzelnen so gestellt zu sein, dass ihre Längsaxe eine tangentiale Richtung verfolgt. Neben dieser typischen concentrisch-zonalen Interponirung fremder Gebilde kommen auch Fälle vor, wo die Einordnung concentrisch-radial erfolgte, indem längliche, im Centrum schmal beginnende, nach aussen sich verdickende Keulen von brauner Schlackenmasse oder nadelförmige Augitsäulen in radial-strahlenförmiger Weise, im Durch-

schnitt wie Speichen eines Rades aussehend, eingehüllt sind (vgl. F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1870, 810; v. Inostranzeff in Tscherm. Min. Mitth. 1872. 105); eine rechtwinkelig kreuzförmige Einlagerung von Glaseinschlüssen in Leucitdurchschnitten bildete Fuchs im N. Jahrb. f. Min. 1869. Taf. II. Fig. 6 ab und beschrieb von Lasaulx (ebendas. 1872. 109). Selten lagert sich um radiale innere Interpositionen aussen noch ein Kranz tangential gestellter. — Auch andere Mineralien, wie Haüyn, Nephelin, Melanit, Apatit, Olivin, Magnetit, Picotit sind in grösseren Leuciten beobachtet worden. — G. vom Rath erwähnt makroskopische, concentrische Zonen bildende Augiteinschlüsse in den überzollgrossen Leuciten aus dem Tuff am See von Bracciano (Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 569). — Die äusserst kleinen mikroskopischen Leucite sind gewöhnlich frei von fremden Interpositionen. — Vielfach liegen auch Prismen und Mikrolithen von grünem Pyroxen als allseitige Hülle rund um Leucite, so dass deren Durchschnitte von einem Kranz solcher Pyroxene rings umgeben erscheinen.

Bei der nicht häufigen Umwandlung entwickeln sich im Leucit trübe körnige oder bald parallel-, bald verworrenfaserige Aggregate mit mehr oder weniger intensiver chromatischer Polarisation; letztere sind vermuthlich meist zeolithischer Natur. Völlige Pseudomorphosen von Analcim nach grösseren Leuciten sind seit langer Zeit aus dem Kaiserstuhl bekannt; die Krystalle wurden wahrscheinlich durch natronhaltige Gewässer unter Ersetzung des Kalis in die Analcim-Zusammensetzung übergeführt. Lemberg hat diese Umwandlung künstlich durch Natronsalzlösung nachgeahmt, zugleich aber auch das überraschende Resultat erhalten, dass umgekehrt der Analcim durch gelöste Kalisalze wieder in Leucitsubstanz übergeführt werden kann (Z. geol. Ges. 1876. 538). Sehr grosse und äusserst scharfe, aber zersetzte Krystalle finden sich lose auf den Feldern von Oberwiesenthal im Erzgebirge und bestehen nach E. Geinitz und Sauer, nachdem sie eine Umwandlung zunächst in Analcim durchgemacht haben, nunmehr zu etwa $\frac{3}{4}$ aus Kalifeldspath, zu etwa $\frac{1}{4}$ aus Kaliglimmer. In älteren Vesuvgesteinen kommen Gestalten von Leucitform vor, welche aus einem Aggregat von Sanidin und Nephelin bestehen und in Elaeolithsyeniten Brasiliens wiederholt sich eine ähnliche Erscheinung. Der Feldspath kann sich dann schliesslich zu Kaolin verändern.

Während man bis zum Jahre 1867 den Leucit nur makroskopisch in Laven Italiens, des Laacher Sees und des Kaiserstuhls im Breisgau kannte, ergab er sich, nachdem einmal die Charakteristik seiner Structur in Dünnschliffen festgestellt war (F. Z., Z. geol. Ges. 1867. 97) als ein ungeahnt häufiger mikroskopischer Gemengtheil nicht nur zahlreicher anderer geflossener basaltischer Laven, sondern auch ganz gewöhnlicher Glieder der Basaltfamilie. Er spielt eine wesentliche Rolle im Leucitbasalt, Leucitbasanit, Leucitit, Leucittephrit, auch im Leucitphonolith und Leucittrachyt. Sehr häufig ist er mit Sanidin, Nephelin, Haüyn combinirt. Augit begleitet ihn entschieden häufiger als Hornblende. Das früher angenommene Sich-Ausschliessen von Leucit und Plagioklas hat sich sehr bald an vielen Vorkommnissen als irrthümlich erwiesen. Dagegen scheint der alte Grundsatz, dass Quarz niemals in leucitführenden Gesteinen auftritt, in der That

zu Recht zu bestehen. Der begleitende Glimmer ist stets Biotit, niemals Kaliglimmer. Über ein sonderbares Auftreten eines Aggregats xenomorpher Leucite (begleitet von Plagioklas, Anomit, brauner Hornblende u. s. w.) als kleine 1 mm dicke, weisse Äderchen in einem Feldspathbasalt des Mont Dore s. Lacroix, Comptes rendus, 23. Nov. 1891. — Bis vor ganz kurzer Zeit schien das Mineral lediglich auf tertiäre und moderne Eruptivgesteine beschränkt. v. Chrustschoff beschrieb dann (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 224) ein phonolithähnliches »paläozoisches Leucitgestein« mit bis 1 mm grossen Leuciten, welches am rechten Ufer der Steinigen Tunguska (Sibirien) oberhalb des Flusses Welme eine der eruptiven, dort mit silurischen Kalken wechsellagernden Decken bildet. — Nach Hussak (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 151) kommen in der Serra de Caldas (Brasilien) grobkörnige Elaeolithsyenite vor, welche, wenn auch spärlich, auf die Ikositetraëderform deutende und aus secundärem Analcim bestehende Durchschnitte führen, die der Analogie nach von ihm auf ehemaligen Leucit bezogen werden, wonach also hier Leucit den Gemengtheil eines Gesteins von ächt plutonischem Habitus gebildet haben würde.

Pyroxen- und Amphibol-Gruppe.

Die Pyroxen- und Amphibol-Gruppe, oder diejenige von Augit und Hornblende begreift eine Anzahl von Silicaten, welche durch ihre weite Verbreitung, namentlich als Gemengtheile der Felsarten, sehr wichtig und durch gewisse gegenseitige Beziehungen sehr bemerkenswerth sind. Die am einfachsten zusammengesetzten der gesteinsbildenden Glieder sind in erster Linie (neutrale Meta-) Silicate (sog. Bisilicate) von der Formel $\overset{II}{R}SiO_3$ (worin R = Ca, Mg, Fe), mit welchen solche von den analogen Formeln $\overset{I}{R}_2SiO_3$ (darin R = Na, K) und $(\overset{VI}{R_2})Si_3O_9$ (darin (R = Al, Fe) gemischt sind. Einige Abarten, namentlich die schwarzen und impellneiden Augite und Hornblenden, welche als Gesteinsgemengtheile vorkommen, führen noch einen besonderen Gehalt an Thonerde (und Eisenoxyd); über die Rolle, welche diese Sesquioxyde hier spielen vgl. S. 283 und Amphibol. Von den gewöhnlichen Säuren werden diese Mineralien nur wenig angegriffen.

Diese chemisch im einzelnen identisch oder analog zusammengesetzten Mineralien ordnen sich nun nach ihrer krystallographischen Ausbildung, namentlich nach der Ausbildung gewisser Zonen (insbesondere der Säulenzone) in zwei parallele Reihen, nämlich

die Pyroxenreihe (Augitreihe), charakterisirt durch ein Prisma von ca. 87° (resp. ca. 93°),

die Amphibolreihe (Hornblendereihe), charakterisirt durch ein Prisma von 124½°, welchem fast stets die vollkommenste Spaltbarkeit entspricht.

Diese beiden verschiedenen Prismenwinkel stehen beim Pyroxen und Amphibol in der merkwürdigen Beziehung, dass das Prisma von 124½° die Quer-

axe *b* desjenigen von 87° genau in der doppelten Entfernung, das von 87° die Queraxe desjenigen von 124½° genau in der halben Entfernung schneiden würde.

Wenn aber nun ein und dasselbe dieser Silicate, oder eine Mischung mehrerer, sowohl in der Pyroxenreihe als in der Amphibolreihe krystallisiren kann, so tritt eine fernere Zergliederung dadurch ein, dass der scharfe Prismenwinkel von ca. 87° sich nicht in nur einem Krystallsystem, sondern in drei Krystallsystemen, dem rhombischen, monoklinen und triklinen, findet, und andererseits auch die durch den stumpfen Prismenwinkel von 124½° charakterisirten Amphibol-Mineralien zwei verschiedenen Systemen, dem rhombischen und monoklinen angehören (echte trikline Amphibole sind noch nicht mit Sicherheit bekannt). Es liegt also hier der eigenthümliche Fall vor, dass Formen, welche abweichenden Krystallsystemen zuzurechnen sind, und welche abweichende Symmetrieverhältnisse besitzen, gleichwohl Zonen aufweisen, in denen die Winkel fast genau übereinstimmen.

In den Gesteinen spielt aber nur ein Theil dieser Mineralien eine Rolle als wesentliche Gemengtheile; es sind:

aus der Pyroxengruppe die rhombischen: Enstatit, Bronzit und Hypersthen; die monoklinen: eigentlicher Augit (nebst Varietäten: Salit und Malakolith, gemeiner und basaltischer Augit, Omphacit, Diallag), Akmit und Aegirin;

aus der Amphibolreihe der rhombische Anthophyllit, die monoklinen: eigentliche Hornblende (nebst Varietäten: Tremolit, Strahlstein, Smaragdit, gemeine und basaltische Hornblende, Uralit), auch Arfvedsonit und Glaukophan, Riebeckit.

Das trikline System liefert also aus beiden Gruppen keine wesentlichen Gesteinsgemengtheile (vgl. Cossyrit). Den einzelnen der hier in Betracht kommenden Metasilicate, von welchen man als solche $MgSiO_3$ rhombisch, $CaSiO_3$ monoklin, ($MnSiO_3$ triklin) krystallisirt kennt, muss man aber wohl einen Trimorphismus zuschreiben, da sie als isomorphe Beimischungen in den Formen aller drei Krystallsysteme vorkommen. Die beiden Parallelreihen der Pyroxene und Amphibole, innerhalb deren derselbe im einzelnen Fall wieder zweigestaltig stattfindet, stehen aber wahrscheinlich nicht sowohl im allgemeinen Verhältniss der Dimorphie, als vielmehr in demjenigen der Polymerie zu einander, insofern verschiedene Andeutungen dafür vorliegen, dass den Amphibolen ein grösseres (vermuthlich doppelt so grosses) Krystallmolekül eigen ist als den Pyroxenen (vgl. die chem. Zus. der thonerdefreien Pyroxene und Amphibole).

Die eigenthümlichen gegenseitigen Beziehungen zwischen Pyroxen und Amphibol beschränken sich nicht nur auf die allgemeine Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung und auf die geometrische Ableitbarkeit der Formen des einen Minerals aus denjenigen des anderen: Mitscherlich, Berthier und G. Rose haben gezeigt, dass geschmolzener Amphibol (Tremolit) beim Erstarren in der Pyroxengestalt krystallisirt, während geschmolzener Pyroxen wieder in seinen eigenen Formen fest wird. Und ferner kennt man in dem Uralit ein Vorkommniss des Pyroxens, welches sich unter Erhaltung seiner charakteristischen

äusseren Krystallform in ein Aggregat von feinen Amphibolprismen aller Wahrscheinlichkeit nach auf nassem Wege umgewandelt hat; auch die Spaltbarkeit entspricht trotz der Pyroxengestalt derjenigen des Amphibols. — Nach den bisherigen Erfahrungen ist eine durch besonders hohe Temperatur vermittelte Umwandlung von Augit in Hornblende, sowie eine bei niedriger Temperatur erfolgte Umwandlung von Hornblende in Augit *nicht* bekannt; oder mit anderen Worten: die Umwandlung von Augit in Hornblende kennt man nur bei niedriger, diejenige von Hornblende in Augit nur bei hoher Temperatur.

Über die in Rede stehende Mineraliengruppe hat Tschermak eine sehr wichtige Abhandlung veröffentlicht in seinen Mineralog. Mittheilungen 1871. 17. Vgl. auch die vortrefflichen Zusammenstellungen Streng's über die Unterschiede der Glieder der Augitreihe im N. Jahrb. f. Min. 1872. 272. Viele neue chemische Untersuchungen über die Glieder der Pyroxengruppe hat Doelter ausgeführt, welcher dann in Tschermak's Min. u. petr. Mitth. 1879. 193 eine Zusammenfassung der Resultate veranstaltete.

In letzterer Zeit ist man der Frage näher getreten, ob und wie die an den chemisch und mineralogisch verschieden zusammengesetzten Gesteinen sich betheiligenden Pyroxene auch untereinander abweichend — und vielleicht in einer Abhängigkeit von jenen Differenzen — charakterisirt seien. P. Mann befand so die untersuchten Pyroxene aus relativ alkalireichen Phonolithen und verwandten Gesteinen sämmtlich als alkalihaltig (N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 172); auch A. Merian hat nach dieser Richtung hin Analysen angestellt (ebendas. Beilageb. III. 252), doch lassen diese Ergebnisse noch nichts allgemein Gültiges hervortreten.

Rhombische Pyroxene.

Die rhombischen Pyroxene, unter denen die drei Mineralien Enstatit, Bronzit und Hypersthen begriffen werden, bilden eine isomorphe Gruppe, welche verschiedene isomorphe Mischungen von vorwaltendem $MgSiO_3$ mit $FeSiO_3$ darstellt, wozu noch in geringfügiger Menge $CaSiO_3$, $MnSiO_3$ und $Mg(Al_2)SiO_6$ treten. Zunächst seien die ihnen gemeinsamen Eigenthümlichkeiten hervorgehoben.

Sie bilden einestheils grössere individualisirte Massen von blätteriger Structur aber ohne freie Formentwickelung, welche oft mit beträchtlichen Dimensionen sich als Gemengtheile von grobkörnigen älteren Massengesteinen und von Gliedern der krystallinischen Schiefer finden und in dieser Ausbildung nicht zu mikroskopischer Kleinheit herunterzusinken pflegen. Andererseits stellen sie in älteren, jüngeren und recenten Eruptivgesteinen kurzprismatische, rundum mehr oder weniger krystallographisch ausgebildete Individuen dar, welche manchmal makroskopisch hervortreten, in mikroskopischen Dimensionen aber viel weiter verbreitet sind. Diese letzteren gedrungenen Kryställchen sind in der Prismenzone vorwiegend begrenzt durch die beiden verticalen Pinakoide $\infty\breve{P}\infty\{010\}$ und $\infty\bar{P}\infty\{100\}$, untergeordnet durch $\infty P\{110\}$; der stumpfe Prismenwinkel, welcher als *vorne* liegend angenommen wird, schwankt bei den verschiedenen

Gliedern von 92° bis $93\frac{1}{2}$° oder 94°. An den Enden der Verticalaxe erscheinen $\bar{P}2\{212\}$, $2\bar{P}2\{211\}$, $\frac{1}{2}\bar{P}2\{214\}$, $\frac{1}{2}\breve{P}\infty\{012\}$, überhaupt mehr stumpfe als steilere Formen, auch wohl $0P\{001\}$; die Polkanten der Grundform $P\{111\}$ betragen beim Hypersthen 127°38′ und 125°58′. Die Verticalschnitte ergeben daher meistens kurzleistenähnliche Umrisse mit einer dachartigen Zuspitzung an beiden Enden; die Querschnitte sind Quadrate (die Seiten entsprechend $\infty\bar{P}\infty$ und $\infty\breve{P}\infty$) mit abgestumpften Ecken (durch ∞P). Wie viele von den übrigens nicht häufigen Durchkreuzungen auf wirkliche Zwillingsbildung zurückzuführen sind, ist zweifelhaft; ist sie thatsächlich vorhanden, so scheinen Makrodomen die Zwillingsebene zu sein.

Die Spaltbarkeit äussert sich etwas verschieden in den grösseren derben Massen und in den kleinen Krystallen. Bei den ersteren ist vorwaltend eine recht vollkommene Theilbarkeit nach dem Brachypinakoid, welche vielleicht zum Theil keine echte Spaltbarkeit darstellt, sondern Gleitflächencharakter besitzt oder mit dem Eingelagertsein fremder Partikel in Verbindung steht. Die entsprechenden zahlreichen und scharfen Risse halbiren natürlich in den Querschnitten den stumpfen Prismenwinkel. Hierzu tritt, indess allemal viel unvollkommener, wohl noch eine Theilbarkeit nach dem Makropinakoid, welche die erstere in den Querschnitten rechtwinkelig durchkreuzt. In den selbständig umgrenzten kleinen Krystallen aber geben sich diese pinakoidalen Spaltbarkeiten in der Regel nicht so deutlich, oft kaum bemerkbar kund; sie sind aber, in wechselnder Vollkommenheit, manchmal recht ausgezeichnet spaltbar nach dem Prisma von ca. 92°—93°; in den Querschnitten verlaufen die entsprechenden Risse parallel den Abstumpfungsflächen der vier rechtwinkeligen Ecken. Diese prismatische Spaltbarkeit tritt andererseits in den grösseren derben individualisirten Massen gewöhnlich ganz in den Hintergrund. Alle diese verticalen Spaltbarkeiten erzeugen natürlich in den Verticalschnitten parallele longitudinale Risse. Schliesslich zeigen namentlich die Krystalle, auch wohl die derben Massen, in den Verticalschnitten ein System unregelmässig verlaufender Risse, welche einer mehr oder weniger der Basis parallel gehenden Zerklüftung, wohl keiner eigentlichen Spaltbarkeit entsprechen, und auf welchen die Umwandlungserscheinungen mit zuerst aufzutreten pflegen.

Entsprechend dem rhombischen System gehen die Auslöschungsrichtungen parallel denen der krystallographischen Axen — im Gegensatz zu den monoklinen Pyroxenen, bei denen dieser Parallelismus nur bezüglich der orthodiagonalen Queraxe besteht und die Verticalaxe keine Axe optischer Elasticität ist. Bei den rhombischen Pyroxenen liegen daher die Auslöschungsrichtungen in den Symmetrie-Ebenen parallel und senkrecht zu den pinakoidalen, in den Querschnitten diagonal zu den prismatischen Spaltbarkeiten.

Bei allen rhombischen Pyroxenen liegen die optischen Axen im Brachypinakoid, weshalb darnach gespaltene Blättchen kein Axenbild geben können (auf den vom Diallag nach der besten Spaltbarkeit erhaltenen Blättchen tritt eine Axe schief im Gesichtsfelde aus). Stets ist $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$, also die Brachydia-

gonale die Axe grösster, die Verticalaxe diejenige kleinster Elasticität. Querschnitte, in denen die Spaltrisse ca. 92° bilden, zeigen den Austritt der Bisectrix (beim monoklinen Augit erscheint, als gut unterscheidendes Merkmal, auf solchen Schnitten nur der Austritt einer optischen Axe). Tschermak constatirte zuerst, dass mit wachsendem Eisengehalt der optische Axenwinkel oben um die Verticalaxe *c* an Grösse zunimmt (Sitzungsber. Wiener Akad. LIX. 1869. 1. Abth.): die folgende Tabelle gibt einige hierher gehörige Zahlen:

FeO + MnO	Axenwinkel in Öl	Mineral-Fundort
2,76 %	46° 52′	Enstatit, Mähren, Des Cloizeaux.
5,77 %	56° 22′	Bronzit, Leiperville, Derselbe.
8,42 %	67° 30′	Bronzit, Balsfjord, Rosenbusch.
9,86 %	73° 9′	Bronzit, Kraubat, Tschermak.
10,62 %	78° 30′	Bronzit, Lauterbach, Des Cloizeaux.
15,14 %	81° 38′	Hypersthen, Farsund, Derselbe.
22,59 %	94° 21′	Hypersthen, Labrador, Derselbe.
33,6 %	120° 40′	Hypersthen, Mont Dore, Krenner.

So kommt es denn, dass bei den eisenärmeren Enstatiten und Bronziten die Verticalaxe $c = \mathfrak{c}$ spitze Bisectrix und der optische Charakter positiv, bei den eisenreicheren Hypersthenen die Brachydiagonale $a = \mathfrak{a}$ spitze Bisectrix und der Charakter negativ ist.

Der Brechungsexponent ist hoch und scheint mit wachsendem Eisengehalt zuzunehmen, die Oberfläche daher deutlich chagrinirt, der Rand mit starker Totalreflexion. Die Doppelbrechung ist aber schwach, namentlich bei geringem Eisengehalt; die Interferenzfarben sind daher nur recht niedrig, viel niedriger als bei den viel stärker doppeltbrechenden monoklinen Pyroxenen; bei Schliffen von mittlerer Dicke gehen sie kaum über das Gelb der ersten Ordnung hinaus. Die eisenreicheren Hypersthene pflegen schon das Roth dieser Ordnung zu zeigen.

Enstatit.

Farblos, graulichweiss, gelblich oder grünlich und braun; halbdurchsichtig bis kantendurchscheinend, ohne metallischen Schiller. Pleochroismus nicht oder kaum wahrzunehmen. H. = 5,5; G. = 3,10 ... 3,29. — Chem. Zus. das Magnesiumsilicat $MgSiO_3$ mit 60,03 Kieselsäure und 39,97 Magnesia, doch ist mitunter ein wenig des analogen Eisenoxydulsilicats zugemischt (bis ca. 3 % FeO) und ein ganz geringer Thonerdegehalt (unter 2 %) vorhanden (vgl. die Deutung auf S. 283). V. d. L. fast unschmelzbar; von Salzsäure gar nicht, von Flusssäure kaum angreifbar. Mit Kieselflusssäure entstehen reichlich rhomboëdrische stark lichtbrechende Kryställchen von Kieselfluormagnesium.

Die derben individualisirten aber in der Regel ohne Krystallumrisse ausgebildeten Enstatite erscheinen in Noriten, Gabbros und olivinreichen Gesteinen sowie den aus diesen hervorgegangenen Serpentinen, bilden auch in seltenen Fällen selbständige Gesteinsmassen. Sie sind minder gut nach dem Brachypinakoid spaltbar als die eisenreicheren Mischungen und die prismatische Spaltbar-

keit hat hier wohl oft das Übergewicht. Verticalschnitte sind parallel ihrer Längsrichtung streifig-faserig, was darauf zu beruhen scheint, dass unzählige dünne Stengel und Fasern parallel mit einander verwachsen vorliegen; wo diese nicht dicht aneinander schliessen, zeigen sich zwischen ihnen cylindrische langausgedehnte Hohlräume, deren Gegenwart dann besonders deutlich wird, wenn sie nachträglich mit Eisenocker erfüllt wurden, was bisweilen nur theilweise erfolgte. Damit dürfte es auch in Zusammenhang stehen, dass bei Dunkelstellung anscheinend homogener Krystalle zwischen den Nicols oft scharfe helle Linien parallel der Streifung erscheinen, welche selbst niemals dunkel werden, ein Verhalten, welches es unwahrscheinlich macht, dass hier solide eingelagerte Krystallnadeln vorliegen. Bald ganz frei von Interpositionen enthalten diese Enstatite mitunter reichliche Einschlüsse von blassgelblichen, bräunlichen oder grünlichen Lamellen, Leistchen, Stricmen und Körnchen parallel der Faserstreifung eingelagert; auch finden sich Einschlüsse von Chromit, Magnetit, Picotit; solche von Flüssigkeit sind sehr selten. Bleibtreu führt zum Erweise der secundären Natur der braunen Einlagerungen im Enstatit (Bronzit) an, dass dieselben da, wo die Mineralien geknickt sind, diese Knickungen nicht mitmachen, sondern an den Knickungsstellen anschwellen und die entstandenen Hohlräume ausfüllen; er ist der Ansicht, dass sie aus Picotit bestehen dürften (Z. geol. Ges. 1883. 510). — Weit verbreitet ist eine Verwachsung von Lamellen des Enstatits mit solchen eines monoklinen Pyroxens, auf welche zuerst Trippke bei der Untersuchung der Olivinknollen des Gröditzbergs bei Liegnitz aufmerksam machte (N. Jahrb. f. Min. 1878. 673); die Verwachsung erfolgt bei parallelen Verticalaxen derart, dass das Makropinakoid des Enstatits und das Klinopinakoid des monoklinen Pyroxens parallel liegen; die Linien also, welche die stumpfen Prismenwinkel beider Pyroxene halbiren, sind einander parallel; die beiderseitigen optischen Axenebenen stehen senkrecht aufeinander. Auf den dem Makropinakoid des Enstatits entsprechenden Schnitten müssen daher die diesem selbst angehörigen Lamellen eine gerade Auslöschung zeigen, die eingelagerten monoklinen, welche ihr Klinopinakoid hervorkehren, schief gegen die ersteren auslöschen. Werden die ersteren auf Dunkel eingestellt, so leuchten daher die letzteren hell dazwischen hervor. Auf Schnitten, welche dem Brachypinakoid des Enstatits angehören, weisen die Lamellen beider Mineralien übereinstimmend gerade Auslöschung auf, da hier diejenigen des monoklinen Pyroxens ihr Orthopinakoid hervorkehren, und auf solchen Schnitten ist daher die lamellare Verwachsung im parallelen polarisirten Licht auf diese Weise überhaupt nicht zu erkennen. Die Verwachsung sinkt oft zu überaus grosser Feinheit herab, so dass sie dann selbst in sehr dünnen Schliffen bei starker Vergrösserung nicht mehr deutlich aufgelöst werden kann. — Als Brechungsexponenten gibt Michel Lévy an: $\alpha = 1,665$, $\beta = 1,669$, $\gamma = 1,674$; $\gamma - \alpha$ im Mittel 0,009. — $\varrho < v$.

In älteren Porphyriten und Melaphyren, in tertiären und recenten Andesiten tritt der Enstatit in Form kleiner gut ausgebildeter Krystalle auf (vgl. S. 270), welche im Gegensatz zu den eben erwähnten Vorkommnissen compact, nicht

faserig sind, und auch die angeführten Interpositionen nicht besitzen, aber oft viele Glaseinschlüsse enthalten, welche jenen ersteren fehlen. — Die Umwandlung erzeugt hauptsächlich den gleich zu erwähnenden Bastit; sehr selten ist jedenfalls die an grossen Enstatiten beobachtete Veränderung in Steatit oder Speckstein.

Bronzit.

In jeder Beziehung dem Enstatit sehr nahe stehend, kaum davon abzugrenzen, weshalb dasselbe Vorkommniss von den verschiedenen Autoren bald Enstatit, bald Bronzit genannt wird. Die Verbreitung ist dieselbe, wie die beim Enstatit angeführte. Bei den grösseren derben Partieen ist die sehr vollkommene Spaltbarkeit nach dem Brachypinakoid viel mehr als bei denen des Enstatits entwickelt, die prismatische tritt nur unvollkommen, die nach dem Makropinakoid nur in Spuren hervor. Die vollk. Spaltungsfläche oft etwas gekrümmt und gestreift, am Bronzit im Olivinfels des tiroler Ultenthals auch bisweilen mit regelmässiger horizontaler Knickung versehen, was nach Bücking durch eine wiederholte (wohl durch Druck erzeugte) Zwillingsbildung nach $\frac{1}{4}\breve{P}\infty\{014\}$ (163° 46') hervorgebracht wird; häufiger sind unregelmässig verlaufende Faltungen und Knickungen. Becke beobachtete an dem von ihm so genannten Bronzit in Augitandesiten häufig kreuz- und sternförmige Zwillinge nach Domenflächen, insbesondere nach $\bar{P}\infty\{101\}$ (Min. u. petr. Mitth. VII. 94). H. = 4 ... 5; G. = 3 ... 3,5; nelkenbraun bis tombackbraun, zuweilen grünlich und gelblich; auf der vollk. Spaltungsfläche metallartiger Perlmutterglanz bis Seidenglanz, etwas schillernd, übrigens Fett- oder Glasglanz; der Schiller wird durch eingelagerte mikroskopische bräunliche, schwärzliche, auch grünliche Lamellen, Leistchen und Körnchen hervorgebracht; durchscheinend bis kantendurchscheinend. Die optischen Axen liegen, ganz wie beim Enstatit, in dem brachydiagonalen Hauptschnitt, die spitze Bisectrix fällt gewöhnlich in die Verticalaxe; hier treten daher auf basischen Schnitten die Axen symmetrisch aus (wogegen dies beim Hypersthen auf Flächen der verticalen Zone stattfindet); doch kommen auch unter den Bronziten schon optisch negative Krystalle unter den eisenreicheren Mischungen vor. Für den Bronzit von Kupferberg bestimmte Des Cloizeaux $\beta = 1{,}668$, für den vom Weiher Lherz in den Pyrenäen Michel Lévy $\gamma - \alpha = 0{,}010$, für einen aus Volhynien v. Chrustschoff $\gamma - \alpha = 0{,}011$. Ein Pleochroismus ist nur bei den eisenreicheren Varietäten zu erkennen, der parallel der Verticalaxe schwingende Strahl ist dann graugrünlich, die parallel den Horizontalaxen schwingenden, kaum von einander unterschieden, sind graugelblich. In Bronzit aus schwedischen Olivingesteinen nahm Svenonius ein eigenthümliches Flechtwerk chrysotilartiger Faserbündel wahr, welche wahrscheinlich nach den rhombischen Hauptschnitten interponirt liegen und zwar so, dass sie in ihnen nach den drei Seiten einer Fläche der Grundpyramide orientirt sind (Stockh. geol. Fören. Förhandl. VI. 1882—3. 204).

Chem. Zus. $(Mg, Fe)SiO_3$, oder eine isomorphe Mischung von $m\,(MgSiO_3)$ +

$n(\mathrm{Fe\,Si\,O_3})$, worin, wenn $n = 1$ ist, nach Rammelsberg's Zusammenstellung der Werth von m zwischen 11 und 3 liegt (ca. 36 bis 25 % Magnesia); der Bronzit begreift also die magnesiareichsten dieser Mischungen; übrigens ist auch mitunter etwas des analogen Calciumsilicats zugemischt, sowie oft etwas Thonerde vorhanden; v. d. L. schmilzt er sehr schwer; von gewöhnlichen Säuren wird er nicht angegriffen.

Der Bastit oder Schillerspath von der Baste am Harz ist, wie augenblicklich wenig zweifelhaft, aus einer Umwandlung des Bronzits (oder Enstatits) hervorgegangen; Streng hatte früher das Mineral, woraus der Bastit namentlich durch Wasseraufnahme entsteht, als Protobastit bezeichnet, von welchem dann Kenngott nachwies, dass er zum Enstatit (oder Bronzit) gehört. Der Bastit erscheint nur derb und eingesprengt in breiten lamellaren Individuen und in körnigblätterigen Massen, welche häufig mit Serpentin (ehemaligem Olivin) durchwachsen oder gleichsam gespickt sind, mit deutlicher verticaler Faserung. — Spaltb. nach dem Brachypinakoid sehr vollkommen, prismatisch (ungefähr 93°) unvollkommen. Bruch uneben und splitterig; H. nur = 3,5 . . . 4; G. nur = 2,6 . . . 2,8; lauch-, oliven- und pistazgrün, in das Braune und Gelbe schielend; metallartig schillernder Perlmutterglanz auf der vollkommenen Spaltungsfläche; kantendurchscheinend; die optischen Axen liegen aber nicht wie in dem ursprünglichen Mineral in dem Brachypinakoid, sondern vielmehr in dem Makropinakoid und die Makrodiagonale b ist negative spitze Bisectrix ($a = \mathfrak{b}$, $b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{c}$). Spaltblättchen nach dem Brachypinakoid zeigen daher das Axenbild; diese Abweichung hängt möglicherweise mit der erfolgten Umwandlung zusammen. Axenwinkel sehr schwankend, selten klein, meist recht gross, ja bis fast 90°. $\varrho > v$. Die mikroskopischen Interpositionen sind im Ganzen diejenigen des Enstatits oder Bronzits geblieben. Die parallel der Faserung schwingenden Strahlen werden etwas stärker absorbirt (saftgrün), als die senkrecht darauf schwingenden (gelblichgrün oder gelb). — Chem. Zus. nach Köhler: 43,90 Kieselsäure, 1,50 Thonerde, 2,37 Chromoxyd, 10,78 Eisenoxydul (Oxyd?), 26,00 Magnesia, 2,70 Kalk, 0,47 Kali, 12,42 Wasser; indessen ist nach Streng und Fischer im Bastit Chromeisenerz sehr fein eingesprengt, weshalb ein Theil des Chromoxyds, der Thonerde und des Eisenoxyduls in Abzug zu bringen ist. Die Var. von Todtmoos in Baden, welche von Hetzer analysirt wurde, ergab 43,77 Kieselsäure, 5,96 Thonerde, 30,96 Magnesia, 7,29 Eisenoxydul, 1,25 Kalk und 11,3 Glühverlust. Es scheint also der Umwandlungsprocess, welcher den Bastit liefert, die Richtung nach dem Serpentin zu einzuschlagen. V. d. L. wird er tombackbraun und magnetisch, schmilzt aber nur in dünnen Splittern an den Kanten; von Salzsäure wird er unvollkommen, von Schwefelsäure vollständig zersetzt. — An der Baste und am Radauberge bei Harzburg am Harz, in einem serpentinähnlichen Gestein eingewachsen, welches fast genau dieselbe chemische Zusammensetzung hat. Auf ähnliche Weise, jedoch mehr eingesprengt als derb, findet sich der Bastit bei Todtmoos im südlichen Schwarzwald u. a. O. In den Melaphyren der Gegend von Ilfeld am Harz, sowie in manchen Melaphyren

Schlesiens kommen oft sehr zahlreiche kleine, prismatische, fast nadelförmige Krystalle vor, welche in ihren physischen Eigenschaften und, nach Streng's Analysen, auch in ihrer Substanz dem Bastit ganz ähnlich, obgleich fast wasserfrei sind. Sie dürften gleichfalls als etwas veränderte Krystalle von Enstatit oder Bronzit zu betrachten sein. Nach H. Fischer sind in dem Serpentin des Glatten Steines bei Todtmoos im Schwarzwald, ganz ähnliche, bis 6 Linien lange Krystalle eingewachsen. — Ein Mittelstadium zwischen Bronzit und Bastit, welches aber schon die optische Orientirung des letzteren zeigt, hat man Diaklasit genannt.

Auch die kleinen rundum ausgebildeten Kryställchen der eisenärmeren rhombischen Pyroxene in den Porphyriten, Andesiten u. s. w. erleiden eine Umwandlung in hellgelblichgrüne Fasersysteme, welche der Verticalaxe parallel gehen und wohl ohne Zweifel dem Bastit zuzurechnen sind, auch dasselbe optische Verhalten, wie dieser zeigen. Da die Umwandlung von den Quersprüngen ausgeht, so liegt häufig noch frische Substanz dazwischen, während im ganz veränderten Zustand der Krystall aus einzelnen gliedweise aneinandergereihten Fasersystem-Stücken zu bestehen scheint, zwischen denen, also an den Stellen der ehemaligen Quersprünge, häufig eine Ablagerung von Brauneisen, Eisenoxyd oder Magnetit stattgefunden, oder etwas verworren-faseriger Serpentin sich ausgebildet hat. Die Glaseinschlüsse verschwinden bei dieser Umwandlung.

Hypersthen.

Bildet in Gabbros und Noriten derbe Massen ohne deutliche Krystallbegrenzung, in paläozoischen und mesozoischen Porphyriten und Dioriten, teräären und recenten Trachyten und Andesiten wohlbegrenzte kleine Kryställchen von der S. 268 angegebenen Form, in den jüngeren Gesteinen bisweilen auch auf den Poren sitzend. Einander durchwachsende Krystalle lassen bisweilen Zwillingsbildungen nach Makrodomen erkennen, wobei das Brachypinakoid gemeinsam ist; Weinschenk berichtet von einer vielleicht als Zwilling nach $\infty P\{110\}$ zu deutenden Verwachsung, wobei $\infty \breve{P}\infty\{010\}$ des einen mit $\infty \bar{P}\infty\{100\}$ des anderen Individuums beinahe in eine Ebene fällt. — Spaltbarkeit an den derben Massen nach dem Brachypinakoid sehr vollkommen, prismatisch nach $\infty P\{110\}$ (93° 30′) deutlich; an den kleinen Krystallen tritt dio prismatische Spaltbarkeit viel besser hervor als die nach $\infty \breve{P}\infty\{010\}$; eine makropinakoidale ist in beiden Fällen sehr unvollkommen. H.=6; G.=3,3...3,4. Die derben Massen pechschwarz und grünlichschwarz bis schwärzlichgrün und schwärzlichbraun; metallartig schillernder Glanz auf der vollkommenen Spaltungsfläche, oft mit einem Farbenschiller bis in Kupferroth verbunden, welcher durch interponirte braune mikroskopische Lamellen hervorgebracht wird; ausserdem Glas- oder Fettglanz; undurchsichtig, nur in feinen Splittern durchscheinend. Die mikroskopischen Kryställchen sind ganz pellucid. Dio optischen Axen fallen in den brachydiagonalen Hauptschnitt, weshalb darnach gespaltene

Blättchen kein Axenbild geben; die stumpfe Bisectrix ist parallel der Verticalaxe, die spitze parallel der Brachydiagonale; ein Schliff, der den stumpfen Prismenwinkel abstumpft, zeigt daher das Axenbild um die spitze Bisectrix. $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$; in nicht allzu dünnen Lamellen, namentlich in Längsschnitten stark pleochroitisch: $\mathfrak{a}$ hyacinthroth oder braunroth, $\mathfrak{b}$ röthlichbraun oder gelblichbraun, auch blassgelb, $\mathfrak{c}$ graulichgrün. Die weniger stark pleochroitischen Durchschnitte sind es daher, welche die Interferenzbilder geben. — J. E. Wolff bestimmte am H. von der Paulsinsel $\gamma = 1{,}7270$, $\alpha = 1{,}7158$ (Differenz nur 0,0112), Sanger an dem von Soggendal $\beta = 1{,}7125$, Des Cloizeaux an dem von Lauterbach $\beta = 1{,}685$, Michel Lévy an dem von Arvieu $\gamma - \alpha = 0{,}0115$, von Labrador $\alpha = 1{,}692$, $\beta = 1{,}702$, $\gamma = 1{,}705$; $\varrho > v$.

Sehr charakteristisch sind für die derben Hypersthene die eben erwähnten tafelförmigen mikroskopischen Interpositionen. Dieselben erscheinen je nach ihrer Dicke schwärzlichbraun und dann opak, dunkelbraun, rothbraun, sepiafarbig, gelblich, bis fast ganz farblos, sind bisweilen rhombisch oder fast rechteckig, selten aber ganz geradlinig umgrenzt, vielfach zerlappt und zerfranst und stehen durch einseitige Verschmälerung mit nadelförmigen Gebilden derselben Art in Verbindung. Im auffallenden Licht zeigen die dickeren und opaken dieser Blättchen metallartigen Habitus, die ganz dünnen, die auch ihrerseits noch etwas halbmetallisch glänzen, lebhafte Newton'sche Farben. Scheerer hat diese Interpositionen zuerst wahrgenommen (Poggend. Annal. 1845. Bd. 64. 164) und richtig erkannt, dass dieselben, wenigstens grösstentheils, mit ihrer platten Tafelfläche parallel der vollkommensten Spaltbarkeit $\infty\breve{P}\infty\{010\}$ liegen (Kosmann war später der Ansicht, dass die Lamellen nach einer Fläche des Brachyprismas $\infty\breve{P}3\{130\}$ orientirt seien, indem die Schillerrichtung mit der Hauptspaltungsfläche einen Winkel von $7^\circ 45'$ bilde, N. Jahrb. f. Min. 1869. 532). Die Lamellen sind mit ihrer Längserstreckung meistens senkrecht zur Verticalaxe des Hypersthens gerichtet, eine geringere Menge derselben hat ihre Hauptausdehnung parallel damit, oder ist mit ihren längeren Kanten ca. 30° gegen die Verticalaxe geneigt. Rosenbusch hebt hervor, dass das letztere System von Blättchen auffallender Weise immer nur einseitig sei und nicht auf der anderen Seite der Verticalaxe symmetrisch wiederkehre. Die Natur dieser Interpositionen ist noch nicht mit Sicherheit aufgeklärt. H. Vogelsang befand sie unlöslich in Säuren und hielt sie für Diallag, welchem sie wohl nicht angehören dürften, Kosmann glaubte sie für secundär infiltrirten Brookit ansehen zu müssen (N. Jahrb. f. Min. 1871. 501); Trippke wollte, gewiss mit Unrecht, ebenfalls in ihnen secundäre Infiltrationsproducte erblicken, hielt sie aber für Opal, namentlich weil ähnliche Gebilde im Diallag sich isotrop verhalten sollen; auch Judd betrachtet sie als spätere Absätze in herausgelöste Hohlräume (vgl. Schillerisation). Törnebohm (sowie auch Brögger) vermuthete, dass die Lamellen vielleicht dem Pseudobrookit angehören dürften; Doss spricht sich wegen der abweichenden Farbe beider dagegen aus und hält es für wahrscheinlicher, dass sie primäres Titaneisen seien, eine Ansicht welcher sich auch Rosenbusch zugewandt hatte und die wohl am ehesten das

Richtige treffen dürfte. Bei der Behandlung des Hypersthenpulvers mit Flusssäure gelangen sie zum Verschwinden. — Abgesehen von diesen Lamellen umschliessen die derben Hypersthene auch wohl Magnetit, Zirkon, Apatit, Biotit, Olivin, als Partikel von vergesellschafteten älteren Gemengtheilen.

Die für den Enstatit erwähnte feinlamellare Verwachsung mit monoklinem Pyroxen kommt auch beim derben Hypersthen, doch viel seltener vor. In den Andesiten umwächst auch der Augit den Hypersthen ganz oder theilweise in paralleler Stellung, wobei ebenfalls das Prisma und die beiden verticalen Pinakoide zusammenfallen. Eine Verwachsung mit Hornblendelamellen erfolgt in der Weise, dass das Orthopinakoid der Hornblende zusammenfällt mit dem bestspaltbaren Brachypinakoid des Hypersthens.

In den kleinen wohlumgrenzten Hypersthenkryställchen der Porphyrite, Trachyte und Andesite fehlen jene lamellaren Interpositionen; sie pflegen gewöhnlich Glaseinschlüsse zu enthalten, auch wohl höchst zarte dunkle Nädelchen.

Chem. Zus. Der Hypersthen ist, wie der Bronzit, $(MgFe)SiO_3$, d. h. eine isomorphe Mischung von $m(MgSiO_3)+n(FeSiO_3)$, begreift aber magnesiaärmere und eisenreichere Glieder als der Bronzit; nach Rammelsberg's Zusammenstellung ist, wenn $n = 1$ ist, $m = 5$ bis $\frac{2}{3}$ (ca. 26 bis 11 % Magnesia, 10 bis 34 % Eisenoxydul); meist ist auch etwas von dem entsprechenden Calciumsilicat vorhanden. Die H. vom Capucin und von Bodenmais führen über 5 % Manganoxydul. Remelé fand im Hypersthen von Farsund in Norwegen 10,47 Thonerde und 3,94 Eisenoxyd, weshalb sich diese Var. zu dem gewöhnlichen Hypersthen verhält, wie ein thonerdehaltiger Pyroxen zu dem Diopsid; auch eine Analyse von Pisani ergab über 9, und G. vom Rath's Analyse 5 % Thonerde; der H. von Arvieu im Aveyron enthält 5,65 % davon. Die Rolle, welche diese Thonerde in den Hypersthenen spielt, unterliegt derselben Deutung, wie diejenige in den Augiten (vgl. S. 283). Nach Doelter dürften ganz sesquioxydfreie Hypersthene überhaupt nicht vorkommen und es verhalte sich der gesammte Hypersthen zum Bronzit wie der thonerdehaltige Augit zum Diopsid. V. d. L. schmilzt der Hypersthen mehr oder weniger leicht zu einem grünlichschwarzen oft magnetischen Glas; von Säuren unangreifbar, auch von Flusssäure, was seine Isolirung erleichtert.

Der derbe Hypersthen wird manchmal von einer Umwandlung in Amphibolvarietäten betroffen, eine Erscheinung, auf welche zuerst G. H. Williams die Aufmerksamkeit lenkte, und die gewissermassen ein Analogon bietet zu der entsprechenden Umsetzung der monoklinen Pyroxene in Amphibol; doch erfolgt diese Umbildung wohl nur da wo Plagioklas angrenzt, welcher die erforderlichen Mengen von Thonerde und Kalk zur Erzeugung der Hornblende liefert; in ganz ähnlicher Weise, wie unter solchen Verhältnissen auch aus dem Olivin, entstehen hier zwei distincte Zonen, eine innere aus farblosem feinfaserigem, eine äussere aus dunkelgrünem verhältnissmässig compactem Amphibol (Bull. U. S. geol. survey Nr. 28. 1886. 42; auch Nr. 59. 1890. 23). — Der krystallisirte Hypersthen scheint nicht so sehr wie der Enstatit oder Bronzit zu einer Umwandlung in Bastit zu neigen; neben einer auch hier hin und wieder beobachteten Ausbil-

dung von Amphibol ist wohl häufiger ein Hervorgehen von kieseligem Brauneisenstein. Als recht charakteristisch gilt eine allseitige dünne Auflagerung von rostbraunen Eisenoxyden auf der ganzen Krystalloberfläche.

Mit dem Hypersthen ist nach den Untersuchungen von Krenner (Z. f. Kryst. IX. 1884. 255) auch das von A. Koch unter dem Namen Szabóit eingeführte Mineral zu vereinigen, welches am Aranyer Berge in Siebenbürgen mit Pseudobrookit und Tridymit in Spalten und Höhlungen, auch in der Grundmasse eines Andesits auftritt, und in welchem Koch ein neues triklines Glied der Pyroxengruppe erkannt zu haben glaubte (Min. u. petr. Mittheil. 1878. 331). Die Kryställchen sind höchstens 2 mm lang, durchschnittlich 0,5 mm breit, 0,05—0,16 mm dick, mit einer breiten Tafelfläche ($\infty\breve{P}\infty$), welche oft sehr dicht vertical gestreift erscheint, auch wohl lang prismatisch nadelförmig. Prismenflächen (∞P 91° 11′ und 88° 40′ nach Koch, 91° 56′ und 88° 4′ nach Krenner) und Makropinakoid nur schmal. Die Endigung besteht bei wohlgebildeten Krystallen aus einer oder zwei Pyramiden ($\frac{1}{2}P$ und $\bar{P}2$), von denen die stumpfere vorherrscht. Basis selten und nicht messbar. Durch oftmaliges Ausbleiben terminaler Flächen wird ein monokliner oder trikliner Habitus bedingt. Die beiden verticalen Pinakoide (nach Koch 88° 49′) bilden nach Krenner 90°. — Spaltb. parallel $\infty\bar{P}\infty$ relativ am besten, nach ∞P minder vollk. — H. über 6, G. = 3,505. Dickere Krystalle gelblichbraun bis kastanienbraun, die sehr dünnen und durchsichtigen lichtgrünlichgelb bis grünlichbraun; bei der Verwitterung opak werdend, sich aussen mit einem zarten bunten, metallisch glänzenden Häutchen überziehend. Wie beim Hypersthen liegen die optischen Axen im Brachypinakoid, die negative spitze Bisectrix ist parallel der Brachydiagonale, auch der Pleochroismus stimmt ganz überein. Franz Koch that ferner dar, dass bei der anfänglichen Analyse von A. Koch, welche u. a. nur eine Spur von Magnesia aufwies, ein Versehen erfolgt war, und dass das Mineral auch in chemischer Hinsicht ein ächter Hypersthen ist, dessen Gehalt an FeO 19,7 % beträgt.

Nach dem Vorstehenden ist die zwischen Bronzit und Hypersthen gezogene Grenze völlig willkürlich und die beiden Mineralien gehen ineinander über. Andererseits hängt auch der Enstatit eng mit dem Bronzit zusammen, wenngleich nicht ganz so unmittelbar, insofern die eisenärmsten Bronzite immer noch viel eisenreicher sind, als die eisenhaltigen Enstatite. — Diese Mischungsglieder sind um so strengflüssiger, je mehr Magnesia sie enthalten, die eisenreichen Hypersthene schmelzen nicht sonderlich schwer.

Monokline Pyroxene.

Augit.

Die gesteinsbildenden monoklinen Pyroxene, welche hier zunächst mit Ausschluss des Akmits betrachtet werden, sind sehr weit verbreitete Gemengtheile namentlich in den eruptiven Felsarten, auch in den krystallinischen Schiefern. Sie erscheinen theils krystallisirt, theils als krystallinische Körner oder Stengel.

$\beta = 74^\circ 11'$; $\infty P\{110\} = 87^\circ 6'$; $P\{\bar{1}11\} = 120^\circ 48'$. Der gewöhnliche dunkle, eisen- und thonerdehaltige Augit der Eruptivgesteine pflegt die Combination $\infty P\{110\}.\infty\bar{P}\infty\{100\}.\infty\breve{P}\infty\{010\}.P\{\bar{1}11\}$ zu zeigen, wobei die verticalen Flächen mehr oder weniger gleichmässig ausgebildet sind oder $\infty\bar{P}\infty$ etwas tafelartig vorwaltet. Die Querschnitte sind daher dann achteckig, die Verticalschnitte parallel $\infty\bar{P}\infty$ symmetrisch sechseckig, die parallel $\infty\breve{P}\infty$ etwas gestreckte schiefe Rhomben. Bei den helleren, eisenfreien oder eisenarmen monoklinen Pyroxenen pflegen in der verticalen Zone $\infty\bar{P}\infty$ und $\infty\breve{P}\infty$ über die nur schmal entwickelten Prismenflächen vorzuwalten (Querschnitt daher ein Quadrat mit nur schwach abgestumpften Ecken), während in der Endigung der überhaupt mehr langprismatischen Individuen $-P\{111\}$ $(131^\circ 30')$ oder $2P\{\bar{2}21\}$ $(95^\circ 48')$ dominiren, auch wohl $0P\{001\}$ klein auftritt.

Zwillingsbildungen, makro- und mikroskopisch vorhanden, sind häufig, nach verschiedenen Gesetzen, am häufigsten nach dem Gesetz: Zwillingsebene und Verwachsungsebene das Orthopinakoid $\{100\}$. Schnitte aus der orthodiagonalen Zone zeigen bei dieser Verwachsung in ihren Umrissen keine einspringenden Winkel und geben also ohne optische Prüfung auch keine Andeutung für das Vorhandensein derselben, da auch die prismatische Spaltbarkeit in beiden Hälften zusammenfällt. Weil die Orthodiagonalen in beiden übereinstimmende Lage besitzen, so wird in solchen Schnitten zwischen gekreuzten Nicols stets das eine Individuum mit dem anderen gleichzeitig dunkel; bei den anderen Stellungen aber weicht die Interferenzfarbe der einen Hälfte von der der anderen ab. Wie sich diese Zwillinge in Schnitten aus anderen Zonen optisch verhalten ist unschwer abzuleiten. Bei Zwillingen nach diesem Gesetz sind oft zwischen zwei grössere Individuen mehrere schmale Lamellen in der entsprechenden Stellung eingeschaltet oder es findet überhaupt eine polysynthetische Zwillingslamellirung statt, wobei die einzelnen Individuen manchmal nur 0,001 mm dick sind. Schuster erwähnt (N. Jahrb. f. M. Beilageb. V. 494. 553) einen Fall, wo bei diesem Zwillingsgesetz die Individuen nicht nach $\infty\bar{P}\infty$, sondern nach einer Fläche des verticalen Prismas zusammengewachsen sind; Herz beobachtete bei der Zwillingsbildung nach $\infty\bar{P}\infty$ auch eine Durchkreuzung der beiden Individuen, so dass auf dem klinopinakoidalen Schnitt 4 Felder erschienen. — Bei basaltischen Augiten sind noch Durchkreuzungszwillinge nach dem Hemidoma $-\bar{P}\infty\{101\}$ (wobei die Verticalaxen sich unter 81° schneiden), Penetrations- und Contactzwillinge nach der Hemipyramide $\breve{P}2\{\bar{1}22\}$ bekannt, welche von Vrba, Breithaupt und Naumann zuerst makroskopisch gefunden wurden; diese letzteren Gesetze sind ebenfalls bei den malakolithähnlichen Pyroxenen in Minette durch Doss beobachtet worden. Bauer erwähnt aus dem Basalt vom Stempel bei Marburg Verwachsungen, bei denen die Hemipyramide *s* (P) Zwillingsebene wäre. — Auch erfolgt wohl selten eine Verzwillingung nach der Basis, in Folge deren einem Hauptindividuum oft sehr viele dünne Lamellen eingeschaltet sind, welche auf $\infty\breve{P}\infty\{010\}$ gegen die Verticalaxe unter $74^\circ 11'$, auf $\infty\bar{P}\infty\{100\}$ gegen dieselbe unter 90° gerichtet sind und deren Vorhandensein auch manchmal schon im gewöhnlichen Licht hervortritt:

dann können die Augitschnitte durch ihre Streifung, welche aber ganz anders orientirt ist, auf den ersten Blick an Diallag erinnern. Bisweilen ist mit diesem Zwillingsgesetz dasjenige nach dem Orthopinakoid gleichzeitig verbunden.

Die Spaltbarkeit erfolgt nach dem Prisma ∞P{110} = 87° 6′ mehr oder weniger vollkommen, doch lange nicht so vollkommen wie bei der Hornblende; die Risse sind zwar deutlich und zahlreich, verlaufen aber weder sehr geradlinig noch sehr anhaltend; in den genau horizontal geführten Schnitten durchkreuzen sie sich unter dem Prismenwinkel, in den Verticalschnitten gehen sie einander parallel, in allen anderen Schnitten durchkreuzen sie sich in rhombischen Figuren, deren sehr wechselnde Winkel von der Schnittlage abhängig sind. In Schnitten der orthodiagonalen Zone wächst der vordere Winkel der durch die Spaltrisse gebildeten Rhomben zuerst von 84° 49′ (Schnitt parallel 0P) bis 87° 6′ (Schnitt senkrecht zu *c*) und nimmt dann bis 0° ab (auf ∞P̶∞), der seitliche nimmt zuerst von 95° 11′ bis 92° 54′ ab und wächst dann bis zu 180°. Thoulet hat diese Winkel der Spaltrisse für die verschiedenen Schnitte der drei Hauptzonen berechnet (vgl. Annales des mines (7) XIV. 1878. 3). In den beiden Individuen der nach ∞P̶∞{100} gebildeten Zwillinge sind die prismatischen Spaltrichtungen selbstverständlich identisch und in Schnitten aus der orthodiagonalen Zone werden die Spaltrisse durch die Zwillingsnaht symmetrisch halbirt. Eine Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid oder Klinopinakoid ist, wo sie auftritt (am ehesten noch bei den hellen Varietäten) recht unvollkommen. — In einigen Diabasen und Anamesiten besitzen die Augite eine Neigung, nach der Basis eine Blätterstructur zu entwickeln, ähnlich der orthopinakoidalen Ablösung der Diallage, was wahrscheinlich mit jener Zwillingsbildung nach 0P zusammenhängt und nicht als eigentliche Spaltbarkeit gelten kann. Bei lang prismatisch ausgebildeten monoklinen Pyroxenen bemerkt man, ähnlich wie bei den rhombischen eine senkrecht zur Verticalaxe gerichtete Zerklüftung, welche wohl ebenfalls keinem eigentlichen Cohäsionsminimum entspricht. Rosenbusch hebt hervor, dass es in manchen basaltischen Gesteinen, besonders des Kaiserstuhls, allerdings auf wenige Vorkommnisse beschränkte Augite gibt, welche weder makro- noch mikroskopisch irgend eine Spaltbarkeit beobachten lassen.

Schalenförmig aufgebaute Augite, welche wohl zuerst Wedding aus Vesuvlaven beschrieb (Z. geol. Ges. 1858. 380), sind häufig; bald ist nur der Gegensatz zwischen einem Kern und einer Schale ersichtlich, bald erscheinen die peripherischen feinen Schalen in grosser Zahl. Weil die chemische Zusammensetzung, u. a. der Eisengehalt, einer Variabilität fähig ist, zeigt sich oft sogar in deutlicher Weise ein Aufbau aus scharfbegrenzten etwas verschiedenfarbigen, z. B. mehr grünlichen und mehr bräunlichen Schichten, womit auch optische Gegensätze in den einzelnen Zonen, z. B. beträchtliche Abweichungen der Auslöschungsschiefe Hand in Hand gehen können, indem die Neigung der Elasticitätsaxe c gegen die Verticalaxe *c* von der chemischen Constitution abhängig ist; vielfach werden die Auslöschungsschiefen dann vom Centrum nach der Peripherie zu geringer, was vielleicht auf einen zunehmenden Alkaligehalt verweist. Übrigens

sind auch Augite nicht selten, welche erkennbaren Zonenbau entbehren und dennoch eine beim Drehen vom Centrum nach dem Rande zu continuirlich wandernde Auslöschungsschiefe aufweisen, eine Erscheinung, welche völlig der bei den Plagioklasen bekannten entspricht, und bei den Augiten wohl zuerst von Karl Vogelsang (Z. geol. Ges. 1890. 53) beobachtet wurde; vgl. auch Clements im Jahrb. geol. R.-Anst. XL. 1890. 331. — In der Regel ist der Kern krystallographisch nicht abweichend von den ihn umgebenden Schalen begrenzt; doch kommt auch das Gegentheil vor, dass der Kern oder die innersten Wachsthumszonen Flächen zeigen, welche in den späteren äusseren Schalen durch Kanten ersetzt werden und umgekehrt, wie dies zuerst Bütschly beobachtete (N. Jahrb. f. Min. 1867. 700) und nachher vielfach durch mikroskopische Untersuchung bestätigt wurde (z. B. F. Z., Basaltgesteine 1870. 23). Manchmal erweist sich der innere Kern ganz unregelmässig contourirt und scheint dann, wenigstens in manchen Fällen das Überbleibsel eines durch Corrosion ganz verunstalteten Individuums zu sein, welches weiterhin als Ansatz für die Wiederaufnahme des Wachsthums diente.

An den Enden der Verticalaxe gegabelte und ruinenartig eingetiefte Individuen von grösseren und kleineren Dimensionen sind nicht selten. Wenn diese terminalen Vertiefungen sich in der Folge mit fernerer Pyroxensubstanz ausfüllen, so entstehen die Krystalle mit sog. sanduhrförmigem Bau, welche zuerst durch van Werveke (N. Jahrb. f. Min. 1879. 483) beobachtet wurden und namentlich in nephelin- und leucitführenden Gesteinen, sowie in Magmabasalten häufig sind. Diese Wachsthumserscheinung gibt sich in den klinopinakoidalen Längsschnitten dadurch zu erkennen, dass von einem oberen und unteren parallelen Seitenpaar, welches nach seiner Lage gegen die Spaltbarkeit als die Projection der Hemipyramide P$\{\bar{1}11\}$ betrachtet werden kann, je ein Keil optisch anders orientirter Pyroxensubstanz mit seiner Spitze in das Innere des übrigen eigentlichen Krystallkörpers eindringt und dass diese Spitzen sich im Centrum nicht berühren. Diese beiden, meist überhaupt etwas heller gefärbten Keile treten am besten zwischen gekreuzten Nicols hervor, wobei dieselben (weil eben hier eine abweichende isomorphe Mischung vorliegt) niemals mit dem anderen Augitkörper gleichzeitig auslöschen; manchmal werden in dieser Hinsicht Differenzen selbst bis zu 15° wahrgenommen. Hier und da zeigt sich auch noch, dass nicht einmal je eine solche keilförmige Partie ihrerseits immer gleichmässig auslöscht, sondern wiederum aus zwei optisch verschieden orientirten Theilen besteht, von denen die in den beiden Keilen einander schräg gegenüberliegenden stets übereinstimmend auslöschen. Eine gesetzmässige Stellung dieser die Lücken ausfüllenden Partieen zu dem Hauptkörper des Augits kann nicht abgeleitet werden. Rohrbach beobachtete, dass zwar in der Mitte die verschiedenen Felder ausserordentlich scharf gegeneinander begrenzt waren, der ganze Gegensatz nach aussen zu aber rasch an Deutlichkeit abnahm, so dass die gesammte Randpartie (welche übrigens mit dem Hauptkörper, nicht mit den Keilen übereinstimmte) einheitlich auslöschte; hier hat vielleicht eine Überkrustung einer Sanduhrform mit neuer, nach dem

Hauptkörper orientirter Substanz stattgefunden. Durch den Hauptkörper sieht man bisweilen eine parallel ∞P∞ {110} eingeschaltete Zwillingslamelle hindurchziehen. Auch Clements nahm wahr, wie sich um sanduhrförmig gebaute Augite aussen eine homogene Schale spannte. Neben den so sanduhrförmig gebauten Augiten kommen andere vor, welche umgekehrt wohl dadurch entstanden sind, dass zuerst eine zwar an den Polen regelmässig ausgebildete, aber in der Mitte taillenartig eingeschnürte Wachsthumsform existirte, bei welcher sich dann in diese Einbuchtungen später weitere Substanz hineinlegte; in diesem Falle hängen natürlich der von oben und der von unten einander zustrebende Kegel in der Mitte zusammen. — Übrigens hat man auch die Meinung ausgesprochen, dass die ursprüngliche Anlage dieser Sanduhrformen nicht eine Wachsthumsform, sondern eine Corrosionsform sei.

Die makroskopischen Augite der Eruptivgesteine sind lauchgrün bis schwärzlichgrün, rabenschwarz, pechschwarz und sammtschwarz, die der krystallinischen Schiefer meistens heller grünlich gefärbt. In den Dünnschliffen werden die ersteren ebenfalls stark lichtdurchlässig und zwar mit sehr verschiedenen Farbentönen vorwiegend von Grün und Braun. Im allgemeinen wird der Augit der an Kieselsäure und Alkalien reichen Gesteine, z. B. der Phonolithe, Trachyte, grünlich, derjenige der daran armen, z. B. der Basalte bräunlich; doch scheint es noch mehr auf den Gehalt an Alkalien, als auf den an Kieselsäure anzukommen, denn die kalireichen Leucitgesteine enthalten grün durchscheinenden Augit, auch wenn sie recht arm an Kieselsäure sind. Neben tiefbraunrother Farbe im durchfallenden Licht kommt auch eine bräunlichviolette vor, welche Knop als charakteristisch für einen Titangehalt (bei relativ geringem Eisengehalt) hält (Z. f. Kryst. X. 1885. 58). In einigen Trachyten und Andesiten werden die Augite gelb durchsichtig. Grünlichen Augiten kann durch künstliches Glühen eine ausgesprochen rothe Farbe ertheilt werden; ob die in seltenen Fällen in der Natur vorkommende letztere Farbe mit natürlich erfolgten secundären Glühprocessen zusammenhängt, mag dahingestellt bleiben. Die makroskopisch hellgrünen Augite werden im Dünnschliff manchmal fast ganz farblos. In manchen Gesteinen sind die auch vielleicht durch Grössengegensätze oder Formenentwickelung abweichenden Augite verschieden gefärbt, was aller Wahrscheinlichkeit nach mit zeitlichen Unterschieden in der Festwerdung zusammenhängt.

Die monoklinen Augite besitzen einen hohen Brechungscoëfficienten, auch eine starke (positive) Doppelbrechung. Der mittlere Brechungscoëfficient β liegt durchschnittlich zwischen 1,68 und 1,70, überschreitet nur in seltenen Fällen die letztere Zahl (A. von Frascati 1,74 nach Tschermak). Am hellgrünen Diopsid von Ala bestimmte Des Cloizeaux $\gamma - \alpha = 0{,}0299$ für gelbes Licht. Dufet fand $\gamma - \alpha = 0{,}029$. Diese Augitschnitte zeigen daher sowohl ein viel stärkeres Relief, wie bei derselben Dicke auch viel lebhaftere Interferenzfarben, als die rhombischen Glieder der Pyroxengruppe, was einen recht charakteristischen Gegensatz bezeichnet (vgl. Becke in Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 527).

Sieht man von Akmit und Aegirin ab, so ist die optische Axenebene bei

allen diesen monoklinen Pyroxenen das Klinopinakoid, $b = \mathfrak{b}$, die spitze positive Bisectrix ($\mathfrak{c}$) fällt in den stumpfen Winkel β und bildet mit der Verticalaxe c (deren Richtung in den klinopinakoidalen Schnitten auch durch den Verlauf der prismatischen Spaltrisse gegeben ist) einen veränderlichen aber immer beträchtlich grossen Winkel; es tritt daher im conv. Licht sowohl in basischen als in orthodiagonalen Schnitten je eine optische Axe aus. Tschermak hat schon (Min. Mittheil. 1871. 17) dargethan, dass bei sesquioxydfreien Pyroxenen mit dem wachsenden Eisenoxydulgehalt die Auslöschungsschiefe ($c:\mathfrak{c}$) auf dem Klinopinakoid (auch der optische Axenwinkel) zunimmt; hier beträgt diese Schiefe etwa 38° bis etwas über 40°. Bei den sesquioxydhaltigen eigentlichen Augiten liegt sie hauptsächlich zwischen 43° und 48°; der Augit von Frascati hat gar eine solche von 54°. Bei deutlichem Zonenwachsthum sind Gegensätze in der Auslöschung der einzelnen Schichten nicht selten; in Augiten aus Nepheliniten des Massai-Landes mit gelblichgrünem Kern und tiefgrüner Randzone fand Mügge Differenzen in der Auslöschungsschiefe zwischen beiden bis zu 26°. Untersuchungen über das Vorhandensein einer directen und gesetzmässigen Beziehung zwischen Auslöschungsschiefe und chemischer Zusammensetzung haben J. J. Wiik (Z. f. Kryst. VII. 78; VIII. 203; XI. 312), Doelter (N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 43; vgl. auch P. Mann ebendas. 1884. II. 205) und Flink (Z. f. Kryst. XI. 449) angestellt. Ausserdem scheint auch die Zumischung des Aegirinsilicats $Na_2(Fe_2)Si_4O_{12}$ die Auslöschungsschiefe zu vermindern (vgl. Aegirin, bei welchem $c:\mathfrak{c}$ über 90° beträgt, indem hier $\mathfrak{a}$ mit c einen kleinen Winkel einschliesst). Brögger hebt (Z. f. Kryst. XVI. 657) die Nothwendigkeit hervor, »bei den in Gesteinen auftretenden diopsidähnlichen Pyroxenen sich nicht mit der blossen Bestimmung der Grösse der Auslöschungsschiefe zu begnügen; man muss daneben auch feststellen, welche Elasticitätsaxe — die grösste oder die kleinste — mit der Verticalaxe die geringste Auslöschungsschiefe in Schliffen nach ∞P∞ bildet, um zu entscheiden, ob ein gewöhnlicher etwas eisenhaltiger im Dünnschliff deshalb grüner Diopsid oder ein zugleich alkalireicher (an Natron, Thonerde, Eisenoxyd etc. reicher) Pyroxen der Reihe der zwischen dem Diopsid und dem Aegirin existirenden Pyroxene vorliegt«.

In der orthodiagonalen Zone halbirt die Auslöschung stets den Winkel, welchen die in rhombischen Figuren sich kreuzenden Spaltrisse mit einander bilden, auf dem Schnitt nach dem Orthopinakoid liegt sie parallel und senkrecht zu dem hier auftretenden einzigen System von parallelen Spaltrissen. Die Auslöschungsschiefe, mit dem Maximum auf dem Klinopinakoid, nimmt in Schnitten aus der verticalen Zone mit der Annäherung an das Orthopinakoid fortwährend ab und ist auf letzterem = 0, wie sich dies für monokline Mineralien von selbst versteht. — In Folge der Lage der Axenebene zeigen alle Schnitte aus der orthodiagonalen Zone Axen- oder Bisectricen-Austritt. Um den Austritt der spitzen Bisectrix zu sehen, müsste der Schnitt wie ein negatives Hemidoma geführt werden, ein Schnitt nach einem positiven Hemidoma würde die stumpfe Bisectrix austreten lassen.

Der Winkel der optischen Axen schwankt ebenfalls mit der chemischen Zusammensetzung und scheint im Allgemeinen um so grösser zu sein, je grösser auch die Auslöschungsschiefe ist; bei den sesquioxydfreien hellen Pyroxenen beträgt $2V$ ungefähr $54\frac{1}{2}^\circ$ bis 59°, bei den sesquioxydhaltigen ungefähr 59° bis 62°; der Augit von Frascati mit der grossen Auslöschungsschiefe von 54° hat nach Tschermak auch $2V = 68^\circ$. Geneigte Dispersion. — Der Pleochroismus ist im charakteristischen Gegensatz zur Hornblende meist nicht erheblich, und bewegt sich gewöhnlich nur in verschiedenen Tönen entweder des Grün oder des Braun; im Allgemeinen sind $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ mehr untereinander übereinstimmend, als eines dieser beiden mit $\mathfrak{b}$. Die klinopinakoidalen Schnitte sind daher dann minder pleochroitisch als die Querschnitte.

Primäre gesetzliche Verwachsungen geht der Augit ein einerseits mit Gliedern der Amphibolgruppe, wobei beide Mineralien derart gerichtet sind, dass sie die Verticalaxen und die Klinopinakoide parallel haben, andererseits mit Biotit, indem eine Prismenfläche des Augits mit der Basis des Glimmers parallel geht.

H. = 5...6. Das sp. Gew. schwankt mit der chemischen Zusammensetzung; bei den eisenarmen Varietäten liegt es etwas aufwärts von 3,3 (unter diese Zahl sinkt es kaum je herab), bei den dunkeln steigt es bis auf 3,5. Die entsprechenden Amphibole zeigen bei sonst analoger Zusammensetzung allemal ein geringeres spec. Gew., was für die mechanische Trennung von grossem Belang ist.

In chemischer Hinsicht unterscheidet man thonordefreie und thonerdehaltige Pyroxene; zu den ersteren gehören die Varr. des Salits, Malakoliths, Diopsids, Kokkoliths, zu den letzteren der Fassait, sowie die dunkelgrünen und schwarzen eigentlichen Augite. Die thonerdefreien sind Mischungen der beiden Silicate $\mathbf{CaMgSi_2O_6}$ (mit 55,6 Kieselsäure, 25,9 Kalk, 18,5 Magnesia) und $\mathbf{CaFeSi_2O_6}$ (mit 48,4 Kieselsäure, 22,6 Kalk, 29 Eisenoxydul), daher zusammengesetzt nach der allgemeinen Formel $\mathbf{Ca(MgFe)Si_2O_6}$, worin immer $Ca : (Mg + Fe) = 1 : 1$; so gibt es fast ganz eisenfreie weisse Pyroxene (Salit); andererseits liegt in der Var. des Hedenbergits ein magnesiafreier Pyroxen vor, welcher nur aus Kalk- und Eisenoxydulsilicat besteht. — Die thonerdehaltigen Augite führen ausser jenen Silicaten noch 4 bis 9 % Thonerde und ausserdem Eisenoxyd in sich. Betreffs der Rolle, welche diese Sesquioxyde hier spielen, ist es am wahrscheinlichsten, dass dieselben, wie Tschermak zuerst gelehrt hat, auf die isomorphe Beimischung von Silicaten der Sesquioxyde, $R(R_2)SiO_6$ zurückzuführen sind, indem obigen beiden sesquioxydfreien Silicaten namentlich noch $\mathbf{Mg(Al_2)SiO_6}$ und $\mathbf{Ca(Al_2)SiO_6}$ beigemischt sind, ebenso wie die daraus abgeleiteten, in welchen Mg durch Fe und (Al_2) durch (Fe_2) ersetzt erscheint. Diese letzteren Silicate mit den Sesquioxyden sind nicht, wie es bei den ersteren thonerdefreien der Fall, für sich bekannt. Die Möglichkeit der Isomorphie besteht darin, dass für das erstere Silicat auch $Mg\overset{II}{Ca}\overset{IV}{Si}SiO_6$ gesetzt werden kann, welches z. B. mit $Mg\overset{VI}{(Al_2)}SiO_6$ chemisch äquivalent ist, indem CaSi durch Al_2

vertreten wird. Auch zeigte Doelter durch Schmelzversuche, dass das künstlich zusammengemischte Silicat $R(R_2)SiO_6$ (vgl. oben) als solches krystallisirbar sei, und in seinen Eigenschaften ganz denjenigen Erstarrungsproducten gleiche, welche durch die Schmelzung natürlicher Augite entstanden. — Bemerkenswerth ist noch im Gegensatz zu dem sonst so ähnlichen Amphibol, dass die Pyroxene kein Fluor enthalten. Alkalien treten in der Regel gar nicht oder nur in ganz geringen Spuren auf; in gewissen Gesteinen zeichnen sich allerdings die Pyroxene durch einen nicht unbeträchtlichen Natrongehalt aus: Doelter fand z. B. in einem leicht schmelzbaren Augit aus Elaeolithsyenit von San Vincente (Capverden) 8,7 Natron; mit Sorgfalt isolirte und analysirte Augite aus Phonolithen ergaben Mann z. B. 10,69 Natron nebst 2,64 Kali (Hohentwiel, schon aegirinartig) und 8,68 Natron nebst 0,68 Kali (Elfdalen). Im allgemeinen scheint die grüne Farbe die grössere Betheiligung des natronhaltigen Aegirinmoleküls anzudeuten. Im Augit vom Horberig bei Oberbergen (Kaiserstuhl) wies Knop 2,09, in dem von Burkheim 3,6, in einem aus Limburgit 4,57 % Titansäure nach; nach ihm zeigen solche titanhaltige Augite in Dünnschliffen eine bräunlichviolette Färbung, welche er überhaupt für einen Titangehalt (bei relativ geringem Eisengehalt) als charakteristisch hält (dies ist aber nicht der Fall bei dem von Streng analysirten Augit aus dem Dolerit von Londorf, welcher braun mit einem Stich ins Grünliche ist und dennoch 3,35 % TiO_2 enthält); möglicherweise sei das Ti nicht als TiO_2 (in Vertretung von SiO_2), sondern gewissermassen als Eisenoxyd vorhanden, worin 1 At. Fe durch 1 At. Ti ersetzt werde. Die titanreichen Augite scheinen sich vielfach durch starke Dispersion auszuzeichnen. Auch Merian, Mann und v. Chrustschoff führen in ihren Augitanalysen einen Gehalt von TiO_2 von 0,3 bis fast 3 % an. In Augiten aus Melilithbasalten des Hegaus fand Grubenmann constant einen Gehalt von ca. 3 % Chromoxyd. — V. d. L. schmelzen die Pyroxene theils ruhig, theils unter etwas Blasenwerfen zu einem weissen, grauen, grünen oder schwarzen Glas; von Säuren werden sie nur sehr unvollständig zersetzt.

Von den zahlreichen Abarten der monoklinen Pyroxene sind folgende in petrographischer Hinsicht von Belang:

Die im Schnitt farblosen bis ganz hellgrünen, welche in einer Anzahl von Gesteinen (meist nur u. d. M. wohlerkennbar) auftreten; die darüber vorliegenden Analysen ergeben, dass sie fast ganz eisenfrei sind, auch keine oder nur äusserst wenig Thonerde führen, einen hohen Gehalt an Kalk und Magnesia, einen niedrigen an Alkalien besitzen, doch ist dies nicht für alle der im folgenden angeführten Vorkommnisse festgestellt, welche wegen der Analogie ihrer äusseren Erscheinung hierher gerechnet wurden. Diese Pyroxene, welche mit den makroskopisch bekannten S a l i t und M a l a k o l i t h identificirt zu werden pflegen, sind vollkommen prismatisch spaltbar, zeigen nach dem Orthopinakoid gewöhnlich keine irgendwie deutliche Absonderung, werden aber von gut hervortretenden Querklüften durchzogen, längs deren sich sehr gern eine Umbildung in longitudinal und parallel gerichtete Serpentinfasern (mehrfach daneben auch in Calcit) einstellt. Derlei helle Pyroxene treten in einigen Graniten und Quarzporphyren,

auch in Minetten und Kersantiten, ferner in etlichen Diabasen auf (wo sie häufig nach 0P schalig verzwillingt sind). Ferner spielt dieser Pyroxen (sog. Salit), wie zuerst Kalkowsky (Min. Mittheil. 1875. 45) hervorhob, als prismatische längere und kürzere Individuen von der Grösse bis zu 0,5 mm eine Rolle in Gneissen und Hornblendeschiefern, auch findet sich ein ganz ähnlicher Pyroxen häufig in den an Kalksilicat reichen Hornfelsen, welche als Contactzone um Granite erscheinen. Der Querschnitt der ganz farblosen oder ganz schwach grünlichen Säulchen ist meist etwas rundlich, das Brechungsvermögen von charakteristischer Stärke. Zarte Salitmikrolithen finden sich wohl in ungeheurer Menge in den Feldspathen jener krystallinischen Schiefer eingeschlossen. In den körnigen Kalken treten Krystalle, körnige und faserige Aggregate von Salit und Malakolith accessorisch auf, welche einer Umbildung in Talk, zufolge Schumacher (Z. geol. Ges. XXX. 1878. 498) aber auch einer solchen in Amphibol fähig sind. An fremden Einschlüssen sind diese Pyroxene arm; sie beschränken sich gewöhnlich auf langgestreckte Interpositionen von Flüssigkeiten oder Gasen; in denen der Kersantite und Minetten sitzen gelegentlich braune Oktaëderchen eines Spinellminerals. Bisweilen erscheint Salit in paralleler Verwachsung mit Hornblende.

Chromdiopsid ist der im Olivinfels den Olivin und Bronzit begleitende grasgrüne, apfelgrüne, smaragdgrüne, stark durchscheinende bis durchsichtige Pyroxen, welcher sich durch einen Chromoxyd- und Thonerdegehalt auszeichnet. Damour fand in dem vom Weiher Lherz in den Pyrenäen 1,30 Chromoxyd und 4,07 Thonerde, Rammelsberg in dem aus den Olivinbomben des Dreiser Weihers in der Eifel 2,61 Chromoxyd und 7,42 Thonerde. Das Mineral ist zwar oft vorherrschend nach $\infty P\infty$ spaltbar und zeigt auch zuweilen auf dieser Fläche eine gewisse Faserigkeit. Wenn diese Eigenschaften an den Diallag erinnern, mit welchem Namen man dasselbe auch bezeichnet hat, so entwickelt es auf jener Spaltbarkeit aber nie den Glanz des Diallags, auch ist die hohe Pelluciditätdem Diallag fremd, und ferner enthält das Mineral die für den letzteren charakteristischen Interpositionen gar nicht oder nur schwach angedeutet; auch die optischen Erscheinungen stehen nach Des Cloizeaux dem Diopsid näher.

Der durch seine grasgrüne Farbe, und sein gewöhnliches Zusammenvorkommen mit rothem Granat ausgezeichnete, derb und ohne krystallographische Umgrenzung, auch in körnigschaligen und körnigen Aggregaten auftretende Omphacit ist, nachdem schon R. v. Drasche an den Vorkommnissen von Karlstätten und von der Saualpe zwei gleichwerthige, unter 87° sich schneidende Spaltungsflächen beobachtet, und auch Luedecke an dem von Syra u. d. M. Sprünge gewahrt hatte, welche die augitische Spaltbarkeit andeuten, von E. R. Riess in der That als eine echte Varietät des Pyroxens mit dem prismatischen Spaltungswinkel von 87° und einer Auslöschungsschiefe von 35° bis 45° auf $\infty P\infty$ erkannt worden (Min. u. petr. Mitth. 1878. 168); er bestreitet die Richtigkeit der Angabe von Tschermak, dass, wie früher schon Haidinger ausgesprochen, der Omphacit immer ein Gemeng von einem Diopsid mit einer grünen Hornblende (Smaragdit) sei; doch kommen auch hier leistenförmige, manchmal förmlich

perthitähnliche Verwachsungen vor, bei welchen für beide Mineralien die Verticalaxe und das Klinopinakoid parallel liegen. Häufig sind u. d. M. Kryställchen und Körnchen bräunlichen Rutils eingeschlossen. Nach Fikenscher schwankt das sp. Gew. zwischen 3,24 und 3,30; die Analysen ergeben ein Silicat von Kalkerde und Magnesia mit theilweiser Vertretung von Eisenoxydul, daneben jedoch auch einen nicht unbedeutenden, etwa 9 % betragenden Gehalt an Thonerde; in einem O. aus einem Eklogit der unteren Loire fand Damour gar 14,25 % Thonerde und 6,21 % Natron. Das Mineral bildet vorwiegend einen Gemengtheil der Eklogite und erscheint in den Dünnschliffen manchmal fast ganz farblos.

Der lauchgrüne bis schwärzlichgrüne gemeine, rabenschwarze, pechschwarze und sammtschwarze sog. basaltische Augit, mit relativ grossem Gehalt von Thonerde und Eisenoxyd, ist ein wesentlicher Gemengtheil vieler basischer Massengesteine, sowohl älterer als jüngerer, der Diabase, Augitporphyrite, Melaphyre, Pikrite, Andesite, Basalte u. s. w. und bildet in den Gesteinen mit Porphyrstructur einerseits als ausgeschiedene Individuen Krystalle von der oben erwähnten Combination $\infty P . \infty \bar{P}\infty . \infty \grave{P}\infty . P$, andererseits als Bestandtheil der Grundmasse mehr unregelmässige Körner. Auch den kieselsäurereicheren Gesteinen, Quarzporphyren, Rhyolithen, Syeniten, Trachyten und Phonolithen ist dieser Augit keineswegs fremd. Von seiner Ausbildung war schon oben die Rede. Der Pleochroismus, bei den dunkelgefärbten, z. B. den titanreichen bräunlichvioletten gar nicht gering, ist am stärksten in der Zone $0P : \infty \bar{P}\infty$. In manchen Diabasen gewinnen diese Augite durch Hervortreten eines orthopinakoidalen Blätterdurchgangs ein an Diallag erinnerndes Aussehen, ohne dass hier wirklicher Diallag vorliegt.

Die gefärbten Augitkrystalle, welche als Gemengtheile der massigen Eruptivgesteine auftreten, sind meistens allesammt reich an verschiedenen fremden mikroskopischen Einschlüssen. Da deren Natur von der petrographischen Beschaffenheit und den Bildungsverhältnissen der einzelnen Gesteine abhängig ist, so können sie hier nur im Allgemeinen aufgeführt werden.

Es sind einestheils Mikrolithen von Augit selbst als feine stachelartige oder nadelähnliche Säulchen, meist regellos vertheilt und nach allen Richtungen eingewachsen, oft in grosser Anzahl in der Augitmasse der Diabase, Basalte, Leucitgesteine, Laven vorhanden. Schwarze undurchsichtige Körner von Magneteisen oder titanhaltigem Magneteisen, wohl die allerhäufigste, selten fehlende Einmengung in den Augiten, fast immer ganz frisch und scharf abgegrenzt, selbst wenn die umgebende Masse bereits von der Umwandlung erfasst ist. Hier liegen sie ganz unregelmässig zerstreut, dort zu Haufen versammelt, dort zu linienartigen Reihen neben einander gruppirt, die mit dem Umriss des Augitdurchschnitts oder einem Theile desselben parallel verlaufen, bald namentlich im Centrum, bald namentlich an der Peripherie versammelt. Trikline Feldspathe, nicht sonderlich häufig in den Augiten der Diabase; Leucite ziemlich verbreitet in den Augiten der Leucitophyre, Leucitbasalte und -Laven, oft als höchst scharfe und ungemein kleine wasserklare Kryställchen; farblose hexagonale Säulen von

Apatit mit scharfem, grellem, hexagonalem Querschnitt, nadelähnlich oft in grosser Menge gewisse Augite durchspickend; Olivin und Biotit, nicht selten eingewachsen. — Diese Augite der verschiedensten massigen Eruptivgesteine beherbergen sehr häufig unregelmässig geformte, doch gewöhnlich rundliche Glaseinschlüsse, stellenweise in ausserordentlicher Anzahl; neben diesen hyalinen Partikeln kommen auch isolirte Einschlüsse des wie immer beschaffenen benachbarten Grundteigs vor; es sind selbst so in Basalten Augite wahrgenommen worden, welche nur aus einer ganz dünnen Schale bestanden, die einen ihrer äusseren Gestalt entsprechenden Kern von basaltischer Materie einschliesst. — Mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse sind namentlich aus basaltischen Augiten bekannt geworden und haben sich dann meist als aus liquider Kohlensäure bestehend erwiesen.

Neben den gewöhnlichen Augitkrystallen trifft man in den Gesteinen u. d. M. hin und wieder massenhafte Anhäufungen eng an einander gedrängter und unregelmässig begrenzter Augitkörner, welche entweder rein oder mit reichlichem Magneteisen durchmengt sind. Bei gekreuzten Nicols polarisiren dann diese Haufwerke mit mosaikartig buntem Farbenbild. Diese Augitkorn-Aggregate haben wohl in den meisten Fällen ganz unregelmässige zufällige Gestalt; ab und zu ist es aber auch ersichtlich, dass ihr Umriss den eines Krystalls von Augit roh wiederzugeben trachtet.

Der Augit formt ausser den mehr oder weniger wohlbegrenzten Krystallen auch nadelförmige Mikrolithen von lichtbräunlichgelber oder blassgrüner Farbe, welche bei sehr grosser Dünne fast farblos werden. Bald kürzer, bald aber auch ganz auffallend lang, sind sie mitunter an einem Ende etwas keulenähnlich verdickt, auch wohl mehr oder weniger gekrümmt und hakenförmig gebogen, an jedem Ende in zwei Spitzen dichotom auslaufend, manchmal parallel zu mehreren dicht nebeneinandergedrängt. Sie liegen entweder selbständig im Gesteinsgewebe oder finden sich von anderen grössern Gemengtheilen, z. B. von Leuciten, Nephelinen, Plagioklasen oft in reichlicher Anzahl eingehüllt. Bisweilen gruppiren sie sich regelmässig um fremde Krystalle, wie um Leucite und Hornblenden in den Phonolithen. Aus Mikrolithen grössere Aggregate aufzubauen ist der Augit, wie es scheint, nicht in dem Maasse wie die Hornblende geneigt. Dagegen setzen sich kleine wimper-, borsten- und stachelähnliche Augitgebilde oft, z. B. in Glasgesteinen zu sehr merkwürdigen farnähnlichen Aggregaten zusammen und die feder- oder eisblumenähnlichen grünen Wachsthumsformen in den Phonolithen gehören in erster Linie dem Augit (wenn auch freilich wohl vorwiegend dem Aegirin genähertem) an. — Von der Thatsache, dass Augit auf kaustischem Wege aus Hornblende und Biotit entsteht, wird an anderen Stellen im Zusammenhang die Rede sein.

Die Umwandlung der dunklen Augite in den Eruptivgesteinen führt unter normalen Verhältnissen vor allem zur Herausbildung von Chlorit oder chloritähnlicher Substanz: grüne schwach doppeltbrechende Aggregate des Chlorits von schuppiger, faseriger oder filziger Structur entstehen vorwiegend zunächst an

der Peripherie der Augite, und siedeln sich dann, den Spaltungsrissen folgend, immer mehr im Inneren an, so dass schliesslich vollständige Pseudomorphosen hervorgehen. In den chloritischen Aggregaten finden sich als nebenbei entstehende Producte der Umwandlung oft rundliche oder längliche Körnchen von stark lichtbrechendem grünlichgelbem Epidot, farblose, stark doppeltbrechende Partikelchen von Kalkspath und opake Eisenoxyde, auch wohl Quarz, in seltenen Fällen lichte Amphibole, Anataskryställchen. Der so entstandene Chlorit fällt aber dann weiterhin selbst der Umwandlung anheim und es entsteht aus ihm ein Gemenge von Brauneisen, Thon, Carbonaten und Quarz. Solche Processe sind namentlich in den älteren Eruptivgesteinen, wie z. B. in den Diabasen, den Augitpophyriten zu verfolgen, weniger in den jüngeren basaltischen. Manchmal sind die Producte der Augitumwandlung auch ganz serpentinartig; es entstehen dann sich anscheinend ungefähr rechtwinkelig kreuzende, viel mehr blätterige als faserige Massen, welche die sog. gestrickte Structur aufweisen; diese ist sowohl von der bei der Umwandlung der Olivine in Serpentin sich entwickelnden Maschenstructur als von der bei der Serpentinisirung der Amphibole zu Stande kommenden Gitter- oder Fensterstructur verschieden. — Pseudomorphosen von Glimmer nach Augit werden vielfach erwähnt, z. B. durch Blum aus dem Fassathal und von Monroe in Newyork, durch Tschermak und Rohrbach aus den Tescheniten, durch v. Richthofen in den südtiroler Tuffen, durch Brauns aus Palaeopikriten; doch darf man das Auftreten von Biotitblättchen in Augiten wohl nicht immer als secundäre Bildung deuten, da auch ihre Natur als primäre Einlagerungen im allgemeinen nicht ausgeschlossen ist. — Bei der Zersetzung des Augits in Carbonate (oder in Gemenge derselben mit anderen Substanzen) bleiben die Contouren sehr oft vollkommen erhalten, ja es wurde von Doss beobachtet, dass selbst die ehemalige Zwillingsnaht sich in einer verschiedenen optischen Orientirung der jetzt vorliegenden Kalkspathhälften kund gibt. — Ganz davon verschieden ist der wie es scheint lediglich in kieselsäurereicheren jüngeren Andesiten und Trachyten auftretende Vorgang, dass der Augit in Opal oder Chalcedon umgewandelt wird, wobei es wohl stärkere Säuren sind, welche ihm sämmtliche Basen entziehen (vgl. u. a. Kišpatič in Min. u. petr. Mitth. IV. 1881. 122). — Über die weitverbreitete Umwandlung des Augits in Amphibolmineralien (Uralit) wird zweckmässiger erst beim Amphibol die Rede sein.

Diallag. Der eigentliche braune, graue und schmutziggrüne Diallag ist, obwohl nicht frei auskrystallisirt, so doch isomorph mit Pyroxen; er findet sich derb, in bisweilen mehrere Zoll grossen dick tafelförmigen Individuen, welche nicht selten nach der schiefen Basis zwillingsartig verwachsen, auch nach $\infty P\!\!\!\!-\infty$ {100} polysynthetisch lamellirt sind (G. H. Williams beobachtete eine gegen die Spaltbarkeit um 25°—30° geneigte Zwillingsbildung); eingesprengt, auch in körnigblätterigen Aggregaten. Sehr charakteristisch ist für ihn seine vollkommene Blätterigkeit nach einer Fläche, welche der des Orthopinakoids und zugleich einer schaligen Zusammensetzung entspricht; auch wird hin und wieder wohl eine Theilbarkeit nach 0P beobachtet, welche aber ebensowenig eine

eigentliche Spaltbarkeit darzustellen, als vielmehr mit der Zwillingsbildung zusammenzuhängen scheint; unvollkommen spaltbar nach der Fläche des Klinopinakoids, bisweilen auch, und zwar deutlicher, nach den Flächen des Grundprismas (87°); die vollkommenste Ablösungsfläche ist meist vertical gestreift oder gefasert. Häufig findet eine Durchdringung des Diallags mit rhombischen Pyroxen-Lamellen (Bronzit) statt, wobei $\infty \breve{P} \infty$ {010} der letzteren mit $\infty \bar{P} \infty$ {100} des Diallags parallel geht, und die Prismenflächen beider zusammenfallen (vgl. S. 271). Der Gegensatz tritt natürlich am besten auf Diallagschnitten parallel $\infty P \infty$ {010} hervor, welche selbst im Maximum schief auslöschen, während die eingelagerten rhombischen Lamellen gerade auslöschen. In dem Diallag volhynischer Gabbrogesteine bildet der rhombische Pyroxen zufolge v. Chrustschoff keine dünnen Lamellen, sondern der Querfläche parallel eingelagerte prismatisch-nadelige Individuen, welche über die Ränder des Diallags hinaus ziemlich weit in den angrenzenden Feldspath hineinragen, sich hier ganz auffallend, sogar um das Doppelte verdicken und krystallisirt (mit Prisma, den verticalen Pinakoiden und einem terminalen Flächenpaar) endigen. Bisweilen ist der Diallag von anscheinend entschieden primären Hornblendepartikeln durchwachsen, wobei die Orthopinakoide und die Verticalaxen beider Mineralien parallel gehen; eine Durchdringung, welche bis zur grössten Feinheit heruntersinken kann. Mehrfach findet sich der rhombische Pyroxen auch als äussere peripherische Umwachsung um Diallagtafeln in bald paralleler, bald regelloser Stellung und auch die Hornblende tritt bisweilen als randliche Umsäumung in einer Weise auf, welche es nicht wahrscheinlich macht, dass es sich hier um eine der sonst so häufigen Alterationen in Hornblende handelt. — H. = 4; G. = 3,23...3,34; graue, bräunlichgrüne bis tombackbraune und schwärzlichbraune Farbe, äusserst schwach pleochroitisch, metallartiger, oft schillernder Perlmutterglanz auf der vollkommenen Ablösungsfläche; gewöhnlich nur kantendurchscheinend. — Die optischen Verhältnisse sind im allgemeinen denen des Pyroxens entsprechend, was jedoch nach Websky (Z. geol. Ges. 1875. 371) bei einem schwarzen Diallag aus einem Monzoni-Gabbro nicht der Fall ist. — Auslöschungsschiefe auf $\infty P \infty$ {010} gegen $c = 39° 41'$, also mehr diejenige der Diopside (z. B. Diopsid vom Zillerthal 39° nach Osann, von Ala 38° 54′ nach Des Cloizeaux, von Ducktown in Tennessee 40° 19′ nach A. Schmidt), als die des gemeinen und basaltischen Augits. Am Diallag von Volpersdorf fand Websky den Winkel der optischen Axen $2 V a =$ 47° 51′, ein Werth, der selbst kleiner ist, als die für Diopsid beobachteten und viel kleiner als diejenigen der gewöhnlichen Gesteins-Augite. — Beim Diallag vom Cap Lizard bestimmten Michel Lévy und Lacroix $\alpha = 1{,}679$, $\beta = 1{,}681$, $\gamma = 1{,}703$; $\gamma - \alpha = 0{,}024$.

In den Dünnschliffen zeigen die Diallagdurchschnitte eine der Verticalaxe parallel verlaufende deutliche Streifung oder Faserung, wobei wie beim Enstatit, zwischen den Fasern wohl leere oder mit Zersetzungs- oder Infiltrationsproducten erfüllte langcylindrische Hohlräume erscheinen. Manche Varr. umschliessen zahllose, mikroskopische, lamellare und mikrolithische bräunliche und opake Inter-

positionen, auf welche schon Schecrer aufmerksam gemacht hat (Pogg. Annal. Bd. 64. 1845. 166). Nach G. Rose enthält z. B. der dunkelbraune Diallag aus dem schlesischen Gabbro von Neurode eine grosse Menge kleiner dunkelbräunlicher tafelartiger Krystalle, die mit ihrer breiten Fläche theils dem Ortho- und theils dem Klinopinakoid parallel liegen. In parallel der einen uud anderen Fläche geführten Schliffen sieht man auf jeder derselben immer dic breiten Seiten der mit ihr übereinstimmend gelagerteu kleinen Krystalle und die linienartigen Querschnitte derjenigen, welche mit ihren breiten Seiten der anderen Fläche parallel sind. Die kleinen Krystalle, die parallel dem Orthopinakoid liegen, sind breit, aber in der Richtung der Verticalaxe verkürzt, die parallel dem Klinopinakoid schmal und in jener Richtung sehr lang. Ausserdem finden sich noch Lamellen in einer dritteu Lage eingeschlossen, die parallel einer schiefen, auf dem Orthopinakoid gerade aufgesetzten Endfläche geht (Z. d. g. Ges. 1867. 280). Die Lamellen sind übrigens, wie die im Hypersthen vielfach zerlappt und ausgezackt und so finden sich neben denselben auch vielfach wirkliche Nädelchen, die mauchmal in Körnchen aufgelöst sind; vgl. ferner noch über die Structur der Diallage F. Z. in Z. d. geol. Ges. 1871. 39. 94, und Hagge in Mikr. Unters. über Gabbro u. verw. Gest. Kiel 1871. Wenn auch diese Mikrostructur und die Interpositionen eine grosse Ähnlichkeit mit dem Hypersthen bedingen, so ist doch der letztere (wie auch der Enstatit) von dem Diallag gleich durch die Coincidenz der Elasticitätsaxen und krystallographischen Axen zu unterscheiden. Die Natur der lamellaren Interpositionen ist auch hier noch nicht hinlänglich bekannt. Nachdem Kosmann eine Zeit lang diejenigen im Hypersthen als secundäre Infiltrationen auf Klüften erachtet, diese sehr unwahrscheinliche Ansicht aber später selbst aufgegeben hatte, glaubte Trippke für die (nach ihm parallel dem Klinopinakoid eingeschalteten) Lamellen und Nadeln in dem mit Enstatit verwachsenen Diallag aus den Olivinknollen des Gröditzberges (vgl. S. 271) darthun zu können, dass sie die Form des Pyroxens besitzen, und weil sie nicht auf das polarisirte Licht wirken, so hielt er sie für Ausfüllungen von krystallographisch gestalteten Diallag-Hohlräumen (negativen Krystallen von Diallag) mit einer Opalmaterie (N. Jahrb. f. Min. 1878. 677). Gegen diese Auffassung dürfte schon die Farbe Einspruch erheben. Blättchen im Diallag von Setigalanga (S.-O.-Afrika) glaubte Cohen sicher als Biotit bestimmen zu können. v. Chrustschoff's Vermuthung, dass die Einschlüsse im Diallag secundär infiltrirter Chlorit seien (Bull. soc. min. IX. 1886. 260) ist sicher zu verwerfen. Judd betrachtet den Diallag als einen Augit, auf dessen orthopinakoidaler Hauptlösungsfläche sich in grosser Tiefe unter Druck secundäre Einschlüsse entwickelt hätten (vgl. S. 164); wachse der Druck und mit ihm die chemische Einwirkung, so werde die zweite klinopinakoidale, darauf die dritte basische in Angriff genommen (sei aber schon anfangs der Augit durch Druck nach der Basis zwillingslamellirt gewesen, dann komme diese Ebene noch vor dem Orthopinakoid als Lösungsfläche zur Geltung (Min. Magaz. IX. 1890. 192). — G. Rose macht mit Recht darauf aufmerksam, dass, da die Täfelchen im Diallag von Neurode sowohl dem Ortho- als

auch dem Klinopinakoid parallel gehen, in der Lage dieser Lamellen nicht die Ursache der so deutlichen blos orthopinakoidalen Blätterigkeit des Minerals erblickt werden könne. — Von anderen Interpositionen enthalten die Diallage öfters Magnetit, Chromit, Titaneisen, Rutil, auch Olivin.

Chem. Zus. wesentlich die des Pyroxens, wobei meist 8 bis 12 % Eisenoxydul nebst Manganoxydul und 1 bis 4 % Thonerde vorhanden sind; Kalk ist stets, und zwar von 16 bis 22 % zugegen, während die Magnesia zwischen 15 und 17, die Kieselsäure zwischen 50 und 53 % zu schwanken pflegt. Cathrein fand in Diallagen aus der Wildschönau 0,7 und 0,88 Titansäure, sowie 0,2 und 0,6 Chromoxyd. Nur wenige Diallage zeigen keinen Wassergehalt, die meisten liefern 0,2 bis 3,5 Wasser; weil aber keine basischen Oxyde entfernt wurden, so ist es wohl nicht gerechtfertigt, wenn G. Bischof, Roth u. A. auf Grund des Wassergehalts und der abweichenden Spaltbarkeit in dem Diallag einen veränderten Augit sehen.

Bei der gewöhnlichen und normalen Verwitterung macht der Diallag dieselbe Umwandlung in Chlorit oder in Gemenge von vorwiegendem Chlorit mit Epidot und Calcit, oder auch in serpentinähnliche faserige und schuppige Aggregate durch, wie der eigentliche Augit; auch entstehen aus ihm strahlig-blätterige oder schuppige Aggregate von stark doppeltbrechendem Talk. Ein offenbar ganz anderer Vorgang ist es, welcher in den Gabbros aus dem Diallag Hornblendemineralien, insbesondere wohl grünen Strahlstein, entstehen lässt. Derselbe geht von aussen nach innen vor sich und beginnt mit einer, so oft schon makroskopisch beobachteten Umsäumung der Diallagränder durch grüne Hornblende. U. d. M. ist sowohl dieser, als der ganz allmähliche Umsatz der compacten kaum pleochroitischen Diallagsubstanz in die zierlichsten Aggregate gelbgrüner pinselförmiger Amphibolbüschel mit starker Farbenwandlung ausgezeichnet zu verfolgen; gelegentlich erfolgen gleichzeitig Ausscheidungen kleiner Mengen von Granat oder Rutil. Dabei findet oft eine flaserförmige Deformation der umgewandelten derben Diallagindividuen statt. Michel Lévy gewahrte, dass die Säulchen von Amphibol, die den Rand von Diallagen bilden, sich gegen den letzteren gewissermassen in Zwillingsstellung befinden, wobei $\infty P\infty$ {100} gemeinsam ist, wie aus der übereinstimmenden Lage der nach ihm kleinsten Elasticitätsaxe gegen die Prismenaxe geschlossen wird. In einem Serpentin vom Cap Argentaro in Italien ist aus Diallag blauer Krokydolith secundär hervorgegangen. Diallag ist aber auch häufig, z. B. in Olivingesteinen, in ein parallelfaseriges rhombisches Mineral verwandelt, welches sich chemisch wie Bastit verhält, und structurell sowie optisch von dem aus Bronzit hervorgegangenen Bastit nicht zu unterscheiden ist. Endlich wird auch noch, insbesondere aus Saussuritgabbros eine Umwandlung von Diallag in Granat angegeben.

Der Diallag bildet einen wesentlichen Gemengtheil der Gabbros, findet sich auch im Serpentin, Pikrit, überhaupt gern in olivinhaltigen Gesteinen; auch erscheinen Partikel desselben in gewissen Amphiboliten, welche ihrerseits möglicherweise durch Umwandlungsvorgänge aus Gabbros hervorgegangen sind.

Sodann stellt er sich auch in ganz vereinzelten Vorkommnissen jüngerer andesitischer Eruptivgesteine ein, wo zwischen ihm und dem Gabbro-Diallag ein ähnlicher Gegensatz besteht, wie ihn auch der Hypersthen dieser jüngeren Gesteine im Vergleich zu demjenigen in den Noriten zeigt; es erscheinen hier anstatt der derben blätterigen Massen prismatische Krystalle, welche der lamellaren Interpositionen ermangeln, aber Glaseinschlüsse beherbergen.

Aegirin und Akmit.

Diese beiden Pyroxen-Mineralien sind so eng verwandt, dass sie sich gewissermassen gegenseitig nur in der Stellung von Varietäten befinden. Man hat sich neuerdings daran gewöhnt, die im durchfallenden Licht vorwiegend grünen als Aegirin, die dann hauptsächlich braunen als Akmit zu bezeichnen.

Aegirin. $\infty P \{110\} = 87^\circ 11'$ bis $87^\circ 15'$; langgestreckte säulenförmige Krystalle, in der verticalen Zone begrenzt durch das breite Flächenpaar $\infty \bar{P} \infty$ $\{100\}$, durch ∞P und das gewöhnlich nur schwach entwickelte Klinopinakoid $\infty \bar{P} \infty$ $\{010\}$, welches letztere, im Gegensatz zum Augit bisweilen ganz fehlt; starke verticale schilfige Streifung namentlich auf $\infty \bar{P} \infty$, so dass der Querschnitt manchmal linsenförmig ausfällt; die als Gesteinsgemengtheile auftretenden Individuen sind, abgesehen von besonders entwickelten Krystallen mit steilen Formen, an den Enden der Verticalaxe gewöhnlich ganz unregelmässig, oft zackig ausgebildet. Die mikroskopischen erscheinen als grüne kurze dicke Säulchen oder als lange feine nadelförmige oder schilfähnliche Prismen, oft als radial angeordnete Büschelchen. Die Aegirinnadeln sind im Allgemeinen sehr homogen. Sehr oft umranden grüne Aegirinnadeln dickere grüne oder grünlichgraue Individuen von eigentlichem Augit; es liegt wohl keine Veranlassung vor, hier an einen epigenetischen Charakter des Aegirins zu denken. Eine Zwillingsbildung nach $\infty \bar{P} \infty$ $\{100\}$ ist jedenfalls sehr selten. — Spaltbarkeit wie beim Angit vorwiegend prismatisch, bisweilen auch nach $\infty \bar{P} \infty$, letztere mitunter recht vollkommen, wie es beim Augit kaum vorkommt. H. = 6; G. = 3,5 ... 3,6, also höher als bei dem gewöhnlichen Augit. Die makroskopischen Krystalle des Aegirins sind gewöhnlich grünlichschwarz bis schwarzgrün und glasglänzend; im Dünnschliff erscheint das Mineral in dickeren Schnitten senkrecht zur Verticalaxe grünlichbraun bis bräunlichgrün oder olivengrün, parallel $\infty \bar{P} \infty$ rein grün, parallel $\infty \bar{P} \infty$ gelblichgrün; relativ stark sowohl lichtbrechend als doppeltbrechend: β für Na-L. nach Brögger 1,753; Wülfing bestimmte am Aegirin vom Langesundfjord $\alpha = 1,7630$, $\beta = 1,7990$, $\gamma = 1,8126$ für Na-Licht; daher $\gamma - \alpha = 0,0496$; auch Michel Lévy und Lacroix geben $\gamma - \alpha$ zu 0,051 bis 0,053. An Akmit aus trachytischen Azorenlaven ist zufolge Pachuco de Canto e Castro dieser Werth nur 0,035. — Die optische Axenebene ($2\,V\alpha$ für Na-L. $62^\circ 13'$ bis $63^\circ 28'$) ist zwar gleich den anderen monoklinen Pyroxenen das Klinopinakoid, aber Lage und Werth der optischen Elasticitätsaxen ist in bezeichnender Weise recht abweichend: diejenige Elasticitätsaxe, welche der Verticalaxe am nächsten liegt, ist die spitze

negative Bisectrix $\mathfrak{a}$; sie ist gegen die Verticalaxe nur $3\frac{1}{2}^{\circ}$—6°, durchschnittlich 5° und zwar im stumpfen Winkel β geneigt und statt der sehr bedeutenden Auslöschungsschiefe auf dem Klinopinakoid des Augits erscheint auf demjenigen des Aegirins nur eine sehr geringe. (Nach Brögger ist eben der Winkel $\mathfrak{c} : c$ in Folge der Zunahme des Eisenoxydulgehaltes so gross geworden, dass er $93\frac{1}{2}^{\circ}$—96° (nach Wülfing 94°) beträgt; der Axenwinkel um die positive Bisectrix ist so gross geworden, dass der spitze Axenwinkel hier um die negative Bisectrix liegt (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 306). Nun enthält aber der Aegirin, wie auch der Akmit die grosse Menge Eisen gar nicht als Oxydul, sondern als Oxyd). Die andere stumpfe Bisectrix $\mathfrak{c}$ tritt ebenfalls im stumpfen Winkel β und fast senkrecht auf dem Orthopinakoid aus; $b = \mathfrak{b}$. Ziemlich stark pleochroitisch: $\mathfrak{a}$ tief olivengrün bis grasgrün, $\mathfrak{b}$ etwas heller olivengrün bis grasgrün, $\mathfrak{c}$ braun bis braungelb mit einem Stich ins Grüne; die parallel $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ im Orthopinakoid schwingenden Strahlen sind daher wenig verschieden; Absorption $\mathfrak{a} \gtrsim \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$. — Die chem. Zus. ist der Hauptsache nach $Na_2(Fe_2)Si_4O_{12}$, was 51,96 Kieselsäure, 34,61 Eisenoxyd, 13,43 Natron erfordern würde; auch wird ein kleiner Gehalt an Kalk und Eisenoxydul angegeben. — V. d. L. leicht schmelzbar zu einer glänzend schwarzen magnetischen Perle, unter deutlicher Gelbfärbung der Flamme; von Säuren nur unvollständig zersetzbar.

In den älteren Eruptivgesteinen spielt der Aegirin eine Hauptrolle in den Elaeolithsyeniten von Portugal, Ditró in Siebenbürgen, Südnorwegen, Schweden, Grönland, der Halbinsel Kola, Brasilien u. s. w. Nach Brögger kommt das Mineral auch in Rhombenporphyren, gewissen Syeniten und Graniten Südnorwegens vor. In den jüngeren Gesteinen sind Aegirine oder dem Aegirin nahestehende, durch einen hohen Natrongehalt charakterisirte Pyroxene aus sehr vielen Phonolithen, gewissen phonolithähnlichen Trachyten, Sanidiniten, einigen leucit- und nephelinreichen Gesteinen bekannt geworden. Stets scheint ein relativ hoher Natrongehalt des Magmas selbst zur Herauskrystallisation solcher natronreicher Pyroxene (Aegirin und Akmit) erforderlich zu sein. Den krystallinischen Schiefern fehlen diese Mineralien, soweit bekannt, gänzlich.

Was nun den eigentlichen **Akmit** anbetrifft, so scheint ihm eine ganz erheblich geringere Verbreitung eigen zu sein; die grösseren Krystalle sind schwarzbraun bis braunschwarz, von ganz ähnlicher Ausbildung, wie die des Aegirins. aber minder stark vertical gestreift und im Gegensatz zu letzterem fast immer. bisweilen polysynthetisch, nach $\infty\bar{P}\infty$ {100} verzwillingt. H. und G. wie beim Aegirin. Auch die Orientirung der Elasticitätsaxen stimmt nach Brögger ganz überein. Die recht starke Absorption ist $\mathfrak{a}$ (wieder die c zunächst gelegene spitze negative Bisectrix) dunkelbraun bis grünlichbraun, $\mathfrak{b}$ hellbraun bis gelb, $\mathfrak{c}$ grünlichgelb. — Chemisch von dem Aegirin nicht wesentlich verschieden. Der Fundort der grossen Krystalle ist ein kleiner Gang von pegmatitischem Granit von Rundemyr auf Eker in Norwegen: sonst kennt man ihn noch aus wenigen Elaeolithsyeniten (z. B. von Ditró in Siebenbürgen nach Becke als 3—4 cm lange und 1 cm dicke, von ∞P {110} und $\infty\bar{P}\infty$ {100} begrenzte Prismen, nach letzterer

Fläche breit tafelförmig) und Trachyten. Brauner Akmit umwächst bisweilen ganz oder theilweise einen grünen Aegirinkern. In früheren Beschreibungen wurden wohl auch grüne Aegirine Akmit genannt. — Wie Rosenbusch mit Recht hervorhebt, ist es bemerkenswerth, dass an diesen Mineralien die sonst bei Pyroxenen so häufige Umsetzung in Amphibolmineralien nicht wahrgenommen wird.

Wollastonit.

Monoklin. Die Krystalle sind tafelförmig oder auch säulenförmig in der Richtung der Orthodiagonale, vor allem begrenzt von dem breiten Orthopinakoid, 0P{001}, —P∞{101} und anderen schmalen Flächen aus der orthodiagonalen Zone, an den Enden der Queraxe von schmalen Prismen. Gewöhnlich finden sich nur eingewachsene, unvollkommen ausgebildete, nach der Orthodiagonale gestreckte, breit säulenförmige oder schalige Individuen, sowie schalige und radial-stengelige bis -faserige Aggregate. Die Horizontalschnitte sind daher meist leistenförmig, ebenfalls die verticalen Schnitte nach dem Klinopinakoid, während die verticalen nach dem Orthopinakoid mehr tafelartig erscheinen. $\beta = 84^\circ 30'$. Häufige Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid, wobei die Basisflächen der verwachsenen Individuen unter 169° gegeneinander geneigt sind. — Spaltbarkeit nach ∞P∞{100}, nach P∞{$\bar{1}$01} und nach $\frac{1}{2}$P∞{$\bar{1}$02} ziemlich übereinstimmend vollkommen; letztere beide Flächen sind gegen ∞P∞ unter Winkeln von 129° 35', bez. 110° 4' geneigt; mehr oder minder deutlich ist auch Spaltbarkeit nach 0P vorhanden. Alle diese Spaltbarkeiten nach Flächen blos aus der orthodiagonalen Zone bewirken es, dass in Schnitten aus dieser Zone sämmtliche Spaltrisse parallel liegen; in Schnitten parallel ∞P∞ zeigen sich natürlich mehrere einander durchkreuzende Risssysteme. — H. = 4,5 . . . 5; G. = 2,78 . . . 2,91, rein und normal nach Goldschmidt 2,907. — Farblos, meist röthlich-, gelblich-, graulichweiss bis isabellgelb und lichtfleischroth; in dünnen Schnitten u. d. M. farblos und durchsichtig, daher unpleochroitisch; meist ziemlich reine Substanz darstellend, abgesehen von Flüssigkeitseinschlüssen und bisweiligen Interpositionen von Calcit, Quarz, Pyroxenen und anderen benachbarten Mineralien. Die Stengel werden bei beginnender Veränderung schwach schmutziggelb und nehmen eine Längsstreifung an. — Glasglanz, auf Spaltungsflächen stark und z. Th. Perlmutterglanz. Mittlerer Brechungsexponent grösser als beim Orthoklas; nach Michel Lévy und Lacroix ist beim Wollastonit von Orawitza $\alpha = 1{,}621$, $\beta = 1{,}633$, $\gamma = 1{,}635$; parallel der optischen Axenebene werden die Interferenzfarben recht intensiv, doch ist die Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$ ca. 0,014) viel minder stark als beim Epidot (auch der Brechungsexponent niedriger). — Die optische Axenebene ist das Klinopinakoid, sie liegt daher stets senkrecht zu den Spaltbarkeiten und zur orthodiagonalen Längserstreckung, wie beim Epidot; die spitze negative Bisectrix $\mathfrak{a}$ liegt im stumpfen Winkel β und bildet mit der Basis nach vorn einen Winkel von 37° 42'; c bildet mit der Verticalaxe c 32° 12' im spitzen Winkel β; $2E$ für Roth 70° 40', für Violett 68° 24';

geneigte Dispersion, $\varrho > v$; auf jeder Hauptspaltungsfläche tritt eine Axe nahezu senkrecht oder wenig schief aus. In Schnitten aus der orthodiagonalen Zone, welche nicht mit ∞P∞ {100} zusammenfallen, kann man natürlich die (lamellare) Zwillingsbildung nach ∞P∞ nicht an einer verschiedenen Auslöschung der Lamellen bemerken, da sie alle die Axe *b* parallel haben, doch zeigen sie hier verschiedene Interferenzfarben; auf Schnitten nach ∞P∞ {010} löschen sie selbstverständlich abweichend aus. Man könnte den Wollastonit bisweilen mit Orthoklas verwechseln: bei letzterem darf aber in solchen Schnitten, welche nur eine Spaltbarkeit besitzen, die Auslöschungsschiefe niemals über 5° steigen, während beim Wollastonit viel grössere Werthe vorkommen können.

Chem. Zusammensetzung: das neutrale Calciumsilicat $CaSiO_3$ mit 51,75 Kieselsäure und 48,25 Kalk, mitunter mit einem kleinen Gehalt an Thonerde und Eisenoxyd. V. d. L. schwierig schmelzbar zu halbdurchsichtigem Glas; in Phosphorsalz löslich unter Hinterlassung eines Kieselskeletts. Von heisser Salzsäure leicht und vollständig zersetzbar unter Abscheidung von Kieselgallert (Gegensatz zu dem in anderen Beziehungen nicht unähnlichen Epidot); beim Zusatz von Schwefelsäure zu dieser salzsauren Lösung bildet sich schwefelsaurer Kalk; war die Lösung sehr concentrirt, so scheidet sich wohl Anhydrit aus, sonst Gyps.

Wollastonit erscheint nicht häufig in krystallinischen Schiefern; so z. B. in einem gneissartigen Plagioklas-Pyroxengestein von Roguedas in der Bretagne nach Cte de Limur und Cross (Min. u. petr. Mitth. III. 1880. 372), wo er aber secundär aus Plagioklas entstanden ist; in einem skapolithführenden Augitgneiss des Hererolandes (Wulf, ebendas. VIII. 1887. 227), ferner als radialfaserige Aggregate in krystallinischen Schiefern von S. Vito bei Sarrabus in Sardinien; häufiger ist er in den ihnen untergeordneten Gesteinen; namentlich häufig accessorisch in körnigen, durch Contactmetamorphose hervorgegangenen Kalksteinen, auch in Granatfels, Epidotfels. Ferner spielt er wohl eine Rolle in contactmetamorphischen Hornfelsen, die auch sonst durch Kalksilicate charakterisirt sind. Als secundäres Product beobachtete ihn Lacroix in einem Anorthitgabbro. Als eigentlicher Gemengtheil von Eruptivgesteinen ist er nur ganz spärlich bekannt, insbesondere in Nephelingesteinen z. B. im schwedischen Elaeolithsyenit von Alnö (Törnebohm, Stockholms Geol. Fören. Förh. VI. 1883. 542), den siebenbürgischen von Ditró, den brasilianischen von Poços de Caldas (Machado, Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 339), im Nephelinit des Vulkans Dönjo-Ngai im centralafrikanischen Massai-Lando (Mügge, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 595); in letzterer grobkörnigen Lava hält Mügge das Mineral wegen seiner Einschlüsse von Melanit, grünem Augit und Glas, seiner Parallelverwachsung mit dem grünen Gesteinsaugit, seiner regelmässigen Vertheilung zwischen den anderen Gemengtheilen für eine normale Ausscheidung. Sodann aber bildet er noch allein oder im Gemenge mit anderen Mineralien, namentlich mit Pyroxenen und Granaten, einschlussartige Aggregate in Eruptivgesteinen (hierher die Vorkommnisse in der Leucitlava vom Capo di Bove bei Rom, der Lava von Aphroessa

auf Nea Kaimeni bei Santorin, wohl auch die im Phonolith von Oberschaffhausen im Kaiserstuhl; ferner die Auswürflinge des Monte Somma).

Låvenit.

Dieses seiner Krystallform nach der Pyroxengruppe angehörige Mineral wurde zuerst von Brögger (Z. f. Kryst. X. 1885. 503, vgl. weiterhin ebendas. XVI. 1890. 339) in dem pegmatitischen gangförmigen Elaeolithsyenit der Insel Låven (Laaven) im Langesundfjord, dann von Graeff (und Machado) (N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 202 und 1877. II. 245) in brasilianischen Elaeolithsyeniten, von Gürich (Z. geol. Ges. XXXIX. 101) in einem solchen von den westafrikanischen Los-Inseln, von Osann (N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 124) in Sanidiniten von San Miguel gefunden; Rosenbusch erwähnt ihn (Mass. Gest. 1887. 590) auch aus dem Sodalithtrachyt von Ischia und Akmittrachyt von S. Miguel, Lacroix beobachtete ihn im Elaeolithsyenit von Ponzac (Comptes rendus, 3. April 1888), und in Phonolithen der Haute-Loire (Bull. soc. min. XIV. 1891. 15).

Aus der Zusammenstellung dieser Untersuchungen ergibt sich Folgendes: Monoklin, $\beta = 69^\circ 42\frac{1}{2}'$. Formen der prismatisch ausgebildeten Krystalle: $\infty P\{110\} = 88^\circ 24'$, $\infty P2\{210\}$, $\infty P\infty\{100\}$, $\infty P\infty\{010\}$, $-P\{111\}$, $-P\infty\{101\}$; Axenverhältniss $= 1,0963 : 1 : 0,7151$; auch unregelmässige Körner und solche, welche zwar unregelmässig scheinen, aber doch theilweise von Krystallflächen begrenzt sind; selten skelettähnliche Nadelaggregate. Zwillinge nach dem Orthopinakoid, auch hiernach lamellar-polysynthetisch. Ziemlich vollkommen spaltbar nach dem Orthopinakoid. Spec. Gew. nach Brögger = 3,51 an einer hellen, 3,547 an einer dunkeln Varietät, auch nach Graeff höher als 3,526. Stark glänzende Krystalle von kastanienbrauner bis gelblicher Farbe, im Handstück unter der Loupe leicht mit Titanit zu verwechseln, in den brasilianischen Gesteinen 0,1 bis 0,2 mm gross, in den Sanidiniten von S. Miguel ca. 2 mm lang, 0,5 breit. Im Schliff oft intensiv gefärbt, mit sehr starker Lichtbrechung (β für Na-Licht 1,750 nach Brögger) und sehr starker Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$ nach Michel Lévy und Lacroix ungefähr 0,03), weshalb in Schliffen von normaler Dicke schon Interferenzfarben dritter Ordnung auftreten. Die optischen Axen liegen im Klinopinakoid, auf dem Orthopinakoid tritt im convergenten Licht eine optische Axe aus mit zahlreichen grellfarbigen Ringen. Die spitze negative Bisectrix $\mathfrak{a}$ macht mit der Verticalaxe ca. $19\frac{1}{2}^\circ$ bis $20\frac{1}{2}^\circ$ im spitzen Winkel β; in einigen Varietäten ist vielleicht die spitze Bisectrix positiv ($\mathfrak{c}$), $\mathfrak{b} = b$. Bei dunklerer Färbung sehr stark pleochroitisch: $\mathfrak{c}$ = tiefrothbraun, $\mathfrak{b}$ gelblichgrün, $\mathfrak{a}$ licht weingelb; bei sehr grosser Dünne $\mathfrak{c}$ goldgelb, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{a}$ fast farblos: das Maximum des Pleochroismus liegt quer auf die Längsausdehnung. — Das Mineral liebt die Nähe von magnesia- und eisenhaltigen Gemengtheilen.

Chem. Zus. des norwegischen Vorkommnisses nach der letzten Analyse von Cleve: 30,28 Kieselsäure, 30,00 Zirkonsäure, 2,08 Titansäure, 4,29 Niobsäure, 0,81 Eisenoxyd, 3,14 Eisenoxydul, 7,57 Manganoxydul, 7,19 Kalk, 11,66 Natron,

0,67 Wasser, 3,97 Fluor. Von Groth wird $[Si O_3]_2 (Mn, Ca, Fe) [ZrO.F] Na$ als Formel gegeben, wobei das Mineral sich auch chemisch der Pyroxengruppe anschliesst. Wird von Salzsäure, obwohl nicht vollständig, zersetzt; zersetzbar durch heisse Schwefelsäure.

Rhombische Amphibole.

Dasjenige Glied der Amphibolgruppe, welches dem Bronzit (und Hypersthen) innerhalb der Pyroxengruppe krystallographisch und chemisch, auch bezüglich der Mikrostructur entspricht, ist der Anthophyllit. $\infty P\{110\}$ 124° 30′ bis 125°; derb, in radial-breitstengeligen Aggregaten, deren Individuen bisweilen die Form $\infty P\{110\}.\infty\bar{P}\infty\{100\}.\infty\breve{P}\infty\{010\}$ mit vertical gestreiften Flächen aber ohne deutliche Endausbildung erkennen lassen; oft fehlt $\infty\breve{P}\infty$ oder auch noch $\infty\bar{P}\infty$, und dann sind die Querschnitte der vertical nur von ∞P begrenzten Individuen spitzrhombisch. Spaltbarkeit nach dem Makropinakoid vollkommen, nach dem Prisma weniger vollkommen, und nach dem Brachypinakoid unvollkommen; die leistenförmigen oder breittafeligen Verticalschnitte zeigen auch eine ungefähr 0P entsprechende Querabsonderung durch unregelmässigere Risse. Die verticale Streifung beruht, wie beim rhombischen Pyroxen auf einer Aggregation höchst zarter Fasern. — H. = 5,5; G. = 3,18 ... 3,23; nelkenbraun bis gelblichbraun; auf den vollkommenen Spaltungsflächen stark glänzend von Perlmutter- bis Glasglanz, auf dem Brachypinakoid schillernd; im durchfallenden Licht gelblich, blass röthlichbraun bis ins fast Farblose. Des Cloizeaux fand den mittleren Brechungsexponenten β zu 1,636 für Roth. Nach Michel Lévy ist an dem Vorkommen von Kongsberg $\alpha = 1,633$, $\beta = 1,642$, $\gamma = 1,657$. Doppelbrechung sehr stark ($\gamma - \alpha$ auch zufolge Lacroix = 0,023, Comptes rendus CII. 1886. 1329), weshalb die Längsschnitte sogar bei sehr dünnen Schliffen viel höhere lebhaftere Interferenzfarben geben, als bei den rhombischen Pyroxenen. Die optischen Axen, fast zu einander rechtwinkelig, liegen im Brachypinakoid; $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$: c ist spitze Bisectrix; nach Penfield ist an dem Anthophyllit von Franklin für Grün und Gelb die Doppelbrechung negativ und die Brachydiagonale spitze Bisectrix: für Roth ist sie positiv und die Verticalaxe spitze Bisectrix (Am. journ. sc. XL. 1890. 394). Im parallelen polarisirten Licht liegt die Auslöschungsrichtung in den Querschnitten diagonal zur prismatischen Spaltbarkeit, in allen Verticalschnitten parallel und senkrecht dazu; im convergenten geben Spaltblättchen nach $\infty\bar{P}\infty$ in Öl stets das normale Axenbild senkrecht auf die Bisectrix. Stark pleochroitisch, namentlich bei dunklerer Färbung: parallel der Streifung grünlichgelb, senkrecht darauf röthlichbraun oder nelkenbraun, $\mathfrak{c} < \mathfrak{a} = \mathfrak{b}$.

Nicht selten wächst monokline Hornblende nach einer Prismenfläche an oder umhüllt den Anthophyllit in paralleler Orientirung; oder es findet eine lamellare Verwachsung beider Amphibole statt, wobei abermals die Verticalaxen und Queraxen beider zusammenfallen und im parallelen polarisirten Licht diese Verwachsung natürlich weder auf einem Schnitt parallel $\infty\bar{P}\infty$ des Anthophyllits

und $\infty P\infty$ der Hornblende noch auf einem Querschnitt optisch erkannt werden kann, weil hier beide Lamellen übereinstimmend auslöschen; auf einem Schnitt parallel $\infty\breve{P}\infty$ des rhombischen und $\infty P\infty$ des monoklinen Amphibols tritt die gerade Auslöschung des ersteren, die schiefe des letzteren hervor. — Bisweilen liegen Biotitblättchen parallel der prismatischen Spaltbarkeit, oder es finden sich mikrolamellare Interpositionen ähnlich wie im Enstatit oder Hypersthen. — Chemische Zusammensetzung: eine Mischung von vorwaltendem Magnesiumbisilicat mit entsprechendem Eisenoxydulsilicat, $n\mathrm{Mg\,SiO_3} + \mathrm{Fe\,SiO_3}$, bisweilen ist auch etwas Manganoxydulsilicat vorhanden; gewöhnlich ist auch ein Wassergehalt von 1,5 bis 2,5 % zugegen, welcher nach Penfield grösstentheils zur Constitution gehört. V. d. L. sehr schwer schmelzbar, von Säuren unangreifbar.

Das Vorkommen des Anthophyllits ist, soweit bekannt, vorwiegend auf amphibolitische krystallinische Schiefer und auf serpentinisirte Olivingesteine beschränkt; in ersteren ist er bald als einzelne oder aggregirte Individuen regelmässig vertheilt, bald in der Form von Knöllchen oder Nestern mit oft radialer Structur zugegen. — In dem Contacthof des meissener Syenits sind zufolge Sauer Anthophyllitschiefer mit einem Feldspath-Untergrund aus umgewandelten silurischen Diabastuffen hervorgegangen; auch von der Sect. Pirna beschrieb Beck mit Aktinolithschiefern verbundene Anthophyllitschiefer (deren Individuen eine unmögliche lamellare Zwillingsbildung nach $\infty\breve{P}\infty$ {010} zeigen sollen) als Contactproducte aus Diabastuffen am Granit. Chelius erwähnt Anthophyllit im Cordierithornfels am Contact des Diorits von Darmstadt. Vgl. auch Olivin S. 360.

Einen dem Anthophyllit in krystallographischem und optischem Verhalten, Structur und Farbe nahestehenden rhombischen Amphibol, welcher sich aber (wie bisweilen der Hypersthen unter den rhombischen Pyroxenen) durch einen Thonerdegehalt auszeichnet, hat man G e d r i t genannt. Die strohgelben bis braunen lamellar-strahligen Massen aus dem Héas-Thal bei Gèdres in den Pyrenäen enthalten nach Pisani 17 % Thonerde, aber auch einen Wassergehalt von über 4 %, weshalb das Mineral nicht mehr als ganz frisch gelten kann. Nach Lacroix wird die braune Farbe durch eingewachsenen Biotit hervorgebracht; das Mineral hält ausserdem dunkelgrünen Spinell, viele Zirkone und blauen Korund eingeschlossen. Ein gedritähnliches Mineral findet sich nach Gonnard auch als blätterige oder faserige Massen im Gneiss von Beaunan bei Lyon. — Gedrit, breitstengelig, lebhaft glasglänzend, hellbraun ins Grünliche wies auch Sjögren in mehreren skandinavischen Hornblendeschiefern (z. B. von Hilsen bei Snarum, wo die Hälfte des Gesteins daraus besteht) nach; $\infty P = 125^\circ\,10' - 125^\circ\,4'$; er unterscheidet sich von dem gewöhnlichen Anthophyllit durch einen kräftig tiefblauen Schiller auf $\infty\bar{P}\infty$, auch ist die prismatische Spaltbarkeit vollkommener als die nach dem Makropinakoid; der parallel der Längsrichtung schwingende Strahl schwach gelbbraun, der darauf senkrechte bräunlichviolett; der Thonerdegehalt beträgt 11,34 %. — Ein von Des Cloizeaux untersuchter Anthophyllit von Bamle in Norwegen, gelblichgraue, radialstengelige und faserige Aggregate, leicht spaltbar nach ∞P 125° 20′, hält nach Pisani auch 12,40 Thonerde und 3 Wasser

und hat das spec. Gew. 2,98, die optische Axenebene ist dieselbe wie bei allen anderen Anthophylliten, aber die spitze Bisectrix ist negativ und parallel der Brachydiagonale, so dass zwischen diesem Mineral und Anthophyllit ein ähnliches Verhältniss bezüglich des optischen Charakters obwaltet, wie zwischen Hypersthen und Enstatit.

Monokline Amphibole.

Hornblende.

Wie die monoklinen Pyroxene sind auch die entsprechenden Amphibole sehr wichtige Gemengtheile der Gesteine; in den Eruptivmassen stehen sie den ersteren an Verbreitung nach, während im Bereich der krystallinischen Schiefer die Hornblenden eine grössere Rolle spielen, als die Augite. $\beta = 75^\circ 2'$; $\infty P\{110\} = 124^\circ 30'$. Vorwiegend prismatisch ausgebildet, als kurz- und dick-, auch lang- und dünnsäulenförmige Krystalle, bis nadel- und haarförmig, selten als Körner. In der verticalen Zone werden die Individuen fast nur begrenzt durch $\infty P\{110\}$ und $\infty \mathbb{P}\infty\{010\}$, weshalb alsdann im Querschnitt sechseckige Umrisse erscheinen (im Gegensatz zu den achteckigen des Augits); bei mikroskopischen Individuen fehlt auch wohl $\infty \mathbb{P}\infty$ und die blosse Begrenzung durch das Prisma liefert im Querschnitt rhombische Figuren; $\infty \mathbb{P}\infty\{100\}$ tritt nur selten in der verticalen Zone auf. Das Ende der verticalen Axe ist nur bei der pechschwarzen basaltischen Hornblende durch $P\{\bar{1}11\} = 148^\circ 30'$ und $0P\{001\}$, sowie hin und wieder an der gemeinen Hornblende durch $\mathbb{P}\infty\{011\} = 148^\circ 16'$, auch wohl durch 0P begrenzt; die meisten gemeinen Hornblenden sowie alle farblosen und hellgrünen pflegen an den Enden der Verticalaxe ganz unregelmässig oder zackig und faserig ausgebildet zu sein.

Zwillingskrystalle nach dem häufigsten Gesetz: Zwillingsebene (und Zusammenwachsungsfläche) das Orthopinakoid; in der verticalen Zone zeigen sich bei dieser Verwachsung in ihren Umrissen keine einspringenden Winkel und da auch die prismatische Spaltbarkeit in beiden Hälften zusammenfällt, so wird das Vorhandensein der Zwillingsbildung im gewöhnlichen Licht nicht angedeutet. Da in beiden Hälften die Orthodiagonale übereinstimmende Lage besitzt, so wird in Schnitten aus der orthodiagonalen Zone zwischen gekreuzten Nicols stets das eine Individuum mit dem anderen gleichzeitig dunkel, während bei den anderen Stellungen hier die eine Hälfte von der anderen verschieden gefärbt erscheint. In Schnitten aus der verticalen Zone erfolgt die Auslöschung der beiden Zwillingshälften allemal symmetrisch zur Zwillingsnaht. Oft sind bei Zwillingen nach diesem Gesetz zwischen zwei grössere Individuen eine oder mehrere schmale Lamellen in der entsprechenden Stellung eingeschaltet. — Die von Cohen angegebenen Zwillinge nach $\infty \mathbb{P}2\{120\}$, bei denen die Zwillingsnaht schief zur Spaltbarkeit verläuft, sind, wie Becke ausführlich erläuterte (Min. und petr. Mitth. VII. 1886. 98), nur schiefe Schnitte der gewöhnlichen Zwillinge nach $\infty \mathbb{P}\infty$.

An Aktinolithen und grünen Hornblenden beobachtete wohl zuerst Cross

(Min. u. petr. Mittheil. III. 1881. 387) in Schnitten aus der prismatischen Zone eine feine scharfe Streifung oder Ablösung, welche dem positiven Orthodoma $\bar{P}\infty\{\bar{1}01\}$ angehört; steht diese Streifung, wie es auf orthopinakoidalen Schnitten der Fall, senkrecht auf den Spaltrissen, so ist damit gerade Auslöschung verbunden; je geringer ihre Neigung gegen *c* ist, desto grösser wird die Auslöschungsschiefe; vgl. auch G. H. Williams in Am. journ. sc. XXIX. 1885. 486 und Mügge im N. Jahrb. f. Min. 1889. I. 242, wo die Neigung der Lamellen gegen *c* auf Spaltblättchen zu 81° 32′ angegeben wird (im entgegengesetzten Sinne wie die Elasticitätsaxe c); Osann fand die Streifung auf Schnitten nach $\infty\grave{P}\infty$ unter 17°—18° zu den Spaltrissen geneigt und im spitzen ∡ β gelegen (Z. geol. Ges. 1891. 703). Wenn auch im polarisirten Licht, theils wegen der Feinheit der Lamellen, theils wohl wegen des geringen Unterschieds in den Auslöschungsrichtungen, Farbenunterschiede der Lamellen nicht hervortreten, so handelt es sich doch hier wahrscheinlich um eine Zwillingsbildung, welche derjenigen nach 0P{001} bei den hellen monoklinen Pyroxenen entsprechen würde. Auch scheinen hin und wieder fremde Körperchen parallel diesem Orthodoma eingelagert zu sein. An einer Hornblende von St. Lawrence Co. New-York, konnte G. H. Williams endlich deutliche Zwillingslamellen nach $\bar{P}\infty$, selbst von 0,04 mm Dicke erkennen; er hält es, wie schon früher von Tschermak ausgeführt, für sehr wünschenswerth, auch um der optischen Analogie mit Pyroxen willen, dies übliche Orthodoma $\bar{P}\infty$ als Basis 0P{001} zu nehmen (Am. journ. sc. XXXIX. 1890. 352). Diese Vertauschung von hinten und vorn beim Amphibol würde auch der parallelen Verwachsung desselben mit Pyroxen gerecht, indem dabei das bisherige $\bar{P}\infty$ des Amphibols auf derselben Seite liegt, wie 0P des Pyroxens.

Charakteristisch ist die vollkommene Spaltbarkeit nach dem Prisma ∞P, welche sich in den Querschnitten durch scharfe und geradgezogene zahlreiche, Rhomben bildende Sprünge zu erkennen gibt; in Schnitten aus der orthodiagonalen Zone beträgt der stumpfe Winkel dieser Rhomben beim Schnitt parallel 0P 122° 30′, beim Schnitt senkrecht auf *c* 124° 30′, dann nimmt er ab, bis er beim Schnitt parallel $\infty\bar{P}\infty\{100\}$ gleich 0 ist; der spitze Winkel nimmt von 57° 30′ (Schnitt parallel 0P) anfangs ab bis 55° 30′ (Schnitt senkrecht auf *c*), wächst dann bis 180° (Schnitt parallel $\infty\bar{P}\infty$). In den Verticalschnitten der Hornblende verläuft in Folge dieser Spaltbarkeit eine Menge von geradlinigen Parallelsprüngen, bei weitem regelmässiger, schärfer und besser anhaltend, als die entsprechenden im Augit, aber andererseits doch von der Lamellirung der Magnesiaglimmer übertroffen. Thoulet hat auch hier, ähnlich wie beim Augit, Berechnungen über die Winkel, unter denen sich bei verschiedenen Schnittlagen die Spaltrisse kreuzen, angestellt (Annales des mines (7). XIV. 1878. 3). Eine Spaltbarkeit nach $\infty\bar{P}\infty$ oder $\infty\grave{P}\infty$ ist allemal höchstens in Spuren angedeutet.

In den Dünnschliffen bildet die Hornblende neben einzelnen Krystallen auch Aggregate oft vielfach in einander verschränkter Blätter und Körner, sowie stengelige Haufwerke von paralleler, garbenförmiger, auseinanderlaufend strah-

liger Zusammenfügung; ferner Mikrolithen, die bei sehr grosser Dünne und Schmalheit oft fast ganz farblos aussehen und wohl zu allerhand Gruppen vereinigt sind; nebenbei erscheint die Hornblende auch in Form von rundlichen oder etwas regellos ausgebuchteten dünnen Lappen und Lamellen, sowie in Gestalt von ovalen oder plattgedrückten tropfenähnlichen Körnern. Die kleineren Hornblendesäulchen sind oftmals Aggregate parallel gelagerter dünner Stengel oder länglicher Mikrolithen und dadurch an den Enden mitunter ausgefranst und an den Seitenrändern nicht allemal geradlinig begrenzt. Bisweilen läuft auch eine breitere einfache und compacte Hornblendesäule an ihren Enden in schmälere, gleich oder ungleich lange Fasern aus, welche wie Zinken einer Gabel erscheinen. Die bräunlichgrüne Hornblende in den Elaeolithsyeniten der Serra de Tinguá (Brasilien) ist nicht compact, sondern aus lauter parallelen, langen und schmalen, spindelförmigen Körpern zusammengesetzt, welche sich wohl nicht unmittelbar berühren, sondern Hohlräume zwischen sich lassen (Graeff, N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 236). — Schalenförmiger Zonenaufbau mit gleicher oder verschiedener Färbung der Schichten kommt wie beim Augit vor; vom Vesuv beschreibt Tschermak (Min. Mittheil. 1872. 39) Hornblendekrystalle mit dunkleren Kernen und abwechselnd hell und dunkel gefärbten Anwachsschichten, wobei er die Wahrnehmung machte, dass der spitze Winkel der optischen Axen in den hellen peripherischen Zonen kleiner ist, als in dem dunkeln Kern. Etwas ähnliches wie der sog. sanduhrförmige Aufbau bei den Augiten ist hier nicht bekannt. Zerbrechungen, Biegungen und andere mechanische Störungen finden sich vielfach.

Die makroskopischen Hornblenden der Gesteine sind farblos und bisweilen weiss (Tremolit, Grammatit), aber gewöhnlich gefärbt, insbesondere in grünen und schwarzen Farben; in den Schliffen werden die letzteren heller oder dunkler grün und braun (vgl. die einzelnen Varietäten). — Der Brechungscoëfficient ist ziemlich hoch, aber doch wohl etwas niedriger als beim Augit; β beträgt nach den nicht reichlich vorliegenden Ermittelungen beim Tremolit ca. 1,623, bei der gemeinen Hornblende ca. 1,64; auch die Doppelbrechung ist nicht niedrig; $\gamma - \alpha$ bestimmte Penfield am Tremolit von Skutterud zu 0,0275, Michel Lévy am Tremolit zu 0,0265, am Aktinolith vom Zillerthal (mit $\alpha = 1,611$, $\beta = 1,627$, $\gamma = 1,636$) zu 0,025, an gemeiner Hornblende (mit $\beta = 1,642$) zu 0,0240; über die basaltische Hornblende vgl. unten. — Die Ebene der optischen Axen ist überall das Klinopinakoid, ihr Winkel schwankt in recht weiten Grenzen. Die spitze Bisectrix (= $\mathfrak{a}$) fällt in den stumpfen Winkel β und bildet mit der Verticalaxe den Winkel von durchschnittlich ca. 75°; die stumpfe zweite Bisectrix (= $\mathfrak{c}$) bildet daher mit der Verticalaxe in diesem Falle ca. 15° im spitzen Winkel β (bei Tremolit, Strahlstein und gemeiner Hornblende in der Regel 15°—18°, bei den schwarzen und basaltischen Hornblenden ist dieser Winkel $\mathfrak{c} : c$ meist kleiner, 13°—11°, aber auch noch darunter, vgl. darüber weiter unten); andererseits ist an sehr dunkelgrünen Hornblenden aus Amphiboliten ein Auslöschungsmaximum von 26° (Sauer), ja von 30° (Kloos) beobachtet worden; auch Gürich befand die Auslöschungsschiefe bei einer tiefdunkeln Hornblende aus einem Elaeolithsyenit

bis zu 30^0 betragend. Die durch diesen Winkel gegebene Auslöschungsschiefe auf dem Klinopinakoid gegen die Verticalaxe ist daher hier beträchtlich kleiner als die entsprechende des Augits. Die Auslöschnngsrichtung halbirt in der orthodiagonalen Zone stets den Winkel, welchen die zu rhombischen Figuren sich durchsetzenden Spaltrisse mit einander bilden, auf dem Schnitt nach ∞P∞ liegt sie zu dem einen System von Spaltrissen parallel und senkrecht. In Schnitten aus der verticalen Zone wächst sie von 0 (auf ∞P∞ {100}) bis zum Maximum auf ∞P∞ {010}. Wird die Auslöschungsschiefe auf der Prismenfläche eines Spaltungsstückchens bestimmt, so liegt mithin der gefundene Werth zwischen 0 und dem Maximum des Winkels c : c. Man kann ungefähr annehmen, dass er hier zwei Drittel der letzteren Auslöschungsschiefe auf ∞P∞ ausmacht. — In Folge der Lage der optischen Axen zeigen alle der orthodiagonalen Zone angehörige Schnitte Axen- oder Bisectricen-Austritt, wobei der Axenbalken auf ∞P∞ dem System der Spaltrisse parallel geht, auf anderen Schnitten jener Zone die sich kreuzenden Spaltrisse symmetrisch halbirt. Dispersion $\varrho < v$.

Die gefärbten Amphibole besitzen einen recht oder sehr kräftigen Pleochroismus; vgl. das Nähere bei den einzelnen Arten. Im Allgemeinen werden die nach c schwingenden Strahlen am stärksten, die nach a schwingenden am schwächsten absorbirt, während die Absorption der nach der Orthodiagonale b schwingenden Strahlen allemal grösser ist als die der nach a oscillirenden, aber bald derjenigen nach c gleichkommt, bald die letztere übertrifft. Im Grossen und Ganzen ist bei den im Schnitt grün werdenden Hornblenden c > b > a, bei den braun werdenden c = b > a. Die stärksten Absorptionsunterschiede treten daher auf dem Klinopinakoid hervor. Übrigens ist der Pleochroismus um so kräftiger, je dunkler die Färbung ist.

Nach Versuchen von Belowsky gewinnt grüne gemeine Hornblende, welche in einem Platinschälchen über dem Bunsenbrenner etwa eine Stunde lang stark geglüht wurde, eine Lage der Auslöschungsrichtungen, Farbe und Pleochroismus, wie sie für die sog. basaltische Hornblende charakteristisch sind (N. Jahrb. f. Min. 1891. I. 291).

H. = 5...6. Spec. Gew. = 2,9 ... 3,33; die sesquioxydfreien Varietäten 2,9 ... 3,16, die sesquioxydhaltigen 3,15 ... 3,33 je nach dem Eisengehalt. Die Hornblenden sind also durchschnittlich minder specifisch schwer als die entsprechenden Augite.

Aus den neueren und besseren Analysen ergibt es sich, dass die chem. Zus. der Hornblende in jeder Hinsicht mit derjenigen des Augits übereinstimmt (S. 283). Auch hier gibt es unter den gesteinsbildenden zunächst thonerdefreie Glieder, wie namentlich die Grammatite (Tremolite) und die hellfarbigen Strahlsteine, welche, wie Rammelsberg gezeigt hat, auf die allgemeine Formel $RSiO_3$ führen, worin R vorwaltend Mg, in zweiter Linie Ca, nur spärlich Fe (als Eisenoxydul) ist. Magnesia scheint hier reichlicher zugegen zu sein, als in den entsprechenden thonerdefreien Augiten. Tschermak betont, dass in den besten Analysen das Atomverhältniss von Mg oder von Mg + Fe zu Ca stets

ganz genau wie 3 : 1 ist, weshalb die Formel dieser thonerdefreien Amphibole nicht sowohl $(Mg,Ca)SiO_3$ oder $(Mg,Ca,Fe)SiO_3$, als vielmehr $Mg_3CaSi_4O_{12}$ oder $(Mg,Fe)_3CaSi_4O_{12}$ zu schreiben, also beziehentlich der quantitativ übereinstimmend zusammengesetzten Pyroxene zu verdoppeln sei. Diese Amphibole führen kein Eisenoxyd und ihr Kieselsäuregehalt schwankt zwischen 55 und 59 %. — Andererseits kommen auch hier in reichlicher Menge thonerdehaltige Hornblenden vor, welche meist dunkelgrün, braun und schwarz, dabei undurchsichtig sind; für sie fand Rammelsberg, dass sie insgesammt Eisenoxyd und Eisenoxydul zugleich, sowie etwas Natron und Kali enthalten. Der Kieselsäuregehalt dieser Gruppe schwankt gewöhnlich zwischen 39 und 49, der Thonerdegehalt zwischen 8 und 15 %, der Natrongehalt geht bis über 3 %. Die beim Augit angeführte Ansicht Tschermak's über die Rolle, welche die Sesquioxyde spielen, hat natürlicherweise auch auf die Hornblenden Bezug, nur mit dem Unterschied, dass das der thonerdefreien Hornblendesubstanz hier zugemischte Magnesia-Sesquioxydsilicat aus dem eben angeführten Grund gleichfalls eine Verdoppelung des Molekulargewichts erfahren müsste. — Für die grosse Zahl der thonerde- und eisenoxydhaltigen Hornblenden stellte Scharizer die Vermuthung auf, dass dieselben in variabeln Proportionen erfolgte Mischungen zweier Endglieder seien, von denen das eine durch den thonerdefreien Aktinolith $(Mg,Fe)_3CaSi_4O_{12}$ repräsentirt werde, während er das andere in einer schwarzen basaltischen Hornblende von Jan Mayen gefunden zu haben glaubt, deren Formel er $(\overset{I}{R}_2,\overset{II}{R})_3(Al,Fe)_2Si_3O_{12}$ schreibt; diese Hornblende, für welche er einen alten, von Breithaupt gebrauchten Namen Syntagmatit wieder einführt, enthält 39,13 Kieselsäure, 14,27 Thonerde, 12,53 Eisenoxyd, 5,95 Eisenoxydul, 1,54 Manganoxydul, 10,74 Magnesia, 11,08 Kalk, 1,94 Kali, 2,43 Natron, 0,39 Wasser; bei ihr ist die Auslöschungsschiefe auf $\infty R\infty$ gegen die Verticalaxe c sogar $= 0$. Er findet eine Unterstützung seiner Annahme darin, dass, wenn aus der Formel der Thonerde und Eisenoxyd haltenden Hornblenden ein Silicat von der Zusammensetzung dieses Syntagmatits ausgeschieden wird, in dem restirenden Silicat stets das Verhältniss (Mg, Fe) : Ca das dem Aktinolith entsprechende 3 : 1 sei. — In vielen Amphibolen, auch in thonerdefreien, ist etwas Fluor (sogar bis 2,8 %) nachgewiesen worden, welches wahrscheinlich als Vertreter von Sauerstoff zu betrachten ist; auch enthalten einige ganz geringe Mengen von Titan; ferner ergeben einige anscheinend recht frische Amphibole beim Glühen eine gewisse Menge von Wasser, welches bisher bei der Discussion der Formel meist vernachlässigt wurde. — V. d. L. schmelzen die Hornblenden gewöhnlich unter Aufschwellen und Kochen zu einem grauen, grünlichen oder schwarzen Glas, und zwar meist um so leichter, je reicher sie an Eisen sind; die eisenreichen Varr. werden auch von Salzsäure theilweise zersetzt, welche die übrigen Varr. nicht sonderlich angreift. — Die eisenhaltigen Hornblenden werden durchschnittlich von einem Elektromagneten stärker angezogen als die entsprechend zusammengesetzten Augite.

Hier kommen namentlich folgende Varietäten in Betracht:

1. Tremolit (oder Grammatit, Calamit), weiss, grau, ganz hellgrün, in eingewachsenen langsäulenförmigen Krystallen ∞P.∞P̶∞, und in stengeligen Aggregaten, perlmutter- oder seidenglänzend, halbdurchsichtig bis durchscheinend; G. = 2,93 ... 3; ist wesentlich nur Magnesia- und Kalksilicat. Als accessorischer Gemengtheil in körnigem Kalk und Dolomit, auch in Silicathornfelsen, im Olivinfels und damit zusammenhängendem Serpentin. Tremolit kann aus grüner schilfiger Hornblende oder aus Uralit secundär hervorgehen. In einigen Gabbros und Diabasen wird der Olivin in solcher Weise von Tremolit randlich umsäumt, dass letzterer wohl nur als ein Umwandlungsproduct des Olivins gelten kann. In Dünnschliffen erscheint das Mineral farblos und stark doppeltbrechend, hierdurch, sowie in den Querschnitten durch seine prismatische Spaltbarkeit (124° 30′) wohl charakterisirt. Quersprünge, annähernd rechtwinkelig auf die Verticalaxe sind oft reichlich vorhanden. Die Längsschnitte, an den Enden oft vielfach ausgefasert, könnten wegen der longitudinalen Spaltrisse zur Verwechselung mit Muscovit oder Wollastonit Veranlassung geben. Kann man an ihnen im convergenten polarisirten Licht die Lage der optischen Axenebene ermitteln, so liegt diese, wie angeführt, bei Tremolit parallel den Spaltrissen, bei den genannten beiden anderen Mineralien, wie auch beim Talk senkrecht dazu. Umwandlung in Talkblättchen scheint häufig vorzukommen (vgl. darüber Tschermak, Min. Mitth. 1876. 65); charakteristisch sind dann namentlich die aus dem secundären Talkaggregat hervortretenden spitzrhombischen Querschnitte noch erhalten gebliebener Tremolitsäulchen. Über die Umwandlung in Serpentin vgl. diesen. Nach M. Boule's etwas zweifelhafter Angabe soll sich in Serpentinen des Allier farbloser Tremolit in Bastit umwandeln.

2. Aktinolith oder Strahlstein, grünlichgrau, lauchgrün bis schwärzlichgrün, durchscheinend bis kantendurchscheinend, in säulenförmigen breiten Krystallen ∞P{110}.∞P̶∞{010} und in radialstengeligen Aggregaten. G. = 3,026 ... 3,166; wesentlich aus Magnesia- und Kalksilicat mit hinzugemischtem Eisenoxydulsilicat bestehend. Die breiten Säulen zeigen auf dem Querbruch oft die Zwillingsnaht parallel ∞P̶∞{100}, Verticalschnitte bisweilen die feine Streifung oder Ablösung nach P̶∞ (S. 300). U. d. M. sind die eingewachsenen heller oder dunkler grünen Strahlstein-Individuen vielfach durch Quersprünge in kurze Säulenstückchen zerfällt. Auf den Pleochroismus untersucht zeigen sie nur Absorptionsunterschiede des Grüns, oder die nach 𝔞 und 𝔟 oscillirenden Strahlen sind etwas gelbgrün. Das Mineral bildet für sich (oder im Gemenge mit Pyroxen, Epidot, Chlorit, Granat, Eisenerzen, Carbonaten) den Strahlsteinschiefer oder Aktinolithschiefer, welcher local auch ein Contactproduct sein kann, betheiligt sich an der Zusammensetzung der sog. Grünen Schiefer, erscheint accessorisch in Chloritschiefern und Talkschiefern; secundär geht es in Gabbros und diabasischen Gesteinen aus Pyroxenen, theilweise auch aus Olivin hervor. Auch scheint eine Entstehung aus Biotit vorzukommen, wobei dann aber Kalklösungen, vielleicht von Plagioklasen geliefert, hinzutreten müssen.

Der meist als ein lamellares Aggregat ausgebildete grasgrüne Smaragdit, welchen Haüy einst mit dem Diallag vereinigte, Haidinger in manchen Vorkommnissen als eine nach ∞P∞ erfolgende Verwachsung von Pyroxen mit Amphibol erachtete, gilt augenblicklich mit Recht als eine meist aus einzelnen Säulchen aufgebaute sehr feinfaserige und aktinolithähnliche Varietät des Amphibols; Fikenscher wies bei dem Smaragdit aus dem Euphotid vom Genfer See das Spaltungsprisma von 124° nach und auch nach den Angaben von Tschermak, Hagge, v. Drasche und R. Riess gehört dieses früher mehrfach mit Omphacit verwechselte Mineral den Hornblenden an; es findet sich in mehreren Saussurit-Gabbros (z. B. auf Corsica) und ist hier ohne Zweifel aus Diallag entstanden, dessen Formen auch von dem Smaragdit nachgeahmt werden, und dessen monotome Absonderung manchmal in den Smaragdit-Aggregaten noch nicht verwischt st; auch die Interpositionen des Diallags finden sich im Smaragdit wieder. Rosenbusch hebt hervor, dass, je geringer die Menge derselben geworden ist, um so reichlicher der Rutil in Körnchen und Kryställchen dem Smaragdit beigemengt zu sein pflegt, und dass quer zu der Säulenaxe dieser aus Smaragdit entstandenen Diallage sich wohl farblose Adern von parallelstengeliger Structur finden, welche Zoisit zu sein scheinen. Smaragdit erscheint ferner selbständig und parallel mit dem pyroxenischen Omphacit verwachsen in Eklogiten. — Den Eruptivgesteinen scheinen Strahlstein und Smaragdit als ursprüngliche Gemengtheile fremd zu sein.

Die gemeine Hornblende, um deren compacte Formen es sich hier zunächst handelt, ist dunkellauchgrün bis schwärzlichgrün und grünlichschwarz, undurchsichtig, in einigen Fällen auch bräunlichschwarz. Sie liefert einen wesentlichen Gemengtheil vieler älterer Eruptivgesteine, der gleichmässig körnigen Hornblendegranite, Syenite, Diorite, in denen sie meistens mehr oder weniger prismatische Individuen ohne sonderlich regelmässige terminale Auskrystallisation und oft von lückenhaftem Wachsthum, auch irreguläre Körner bildet, ferner in porphyrisch struirten Granitporphyren, quarzfreien Orthoklasporphyren, Dioritporphyriten, Hornblendeporphyriten, wo besser gestaltete, rundum krystallographisch begrenzte Individuen derselben als Ausscheidungen erscheinen; mehr accessorisch in Diabasen, Gabbros, Noriten. Auch in krystallinischen Schiefern ist die gemeine Hornblende, von einer im ganzen ähnlichen Ausbildung wie in den körnigen Massengesteinen, weit verbreitet; sie bildet hier ganz oder fast ganz allein den Hornblendeschiefer, betheiligt sich an dem Hornblendegneiss u. a. Gliedern. Im Dünnschliff wird die gemeine Hornblende vorwaltend grün; der Pleochroismus bewegt sich alsdann in dieser Hauptfarbe und $\mathfrak{c}$ hat wohl eine bläuliche, $\mathfrak{b}$ eine bräunliche, $\mathfrak{a}$ eine gelbliche Nuance. Viel seltener finden sich im durchfallenden Licht braun werdende Hornblenden, welche mit Rücksicht auf die Gesteine, in denen sie auftreten (z. B. gewisse Diorite, Tonalite, Diabase, Teschenite), sowie auf ihre sonstige Erscheinungsweise doch zu den gemeinen und nicht etwa zu den basaltischen zu rechnen sein dürften; bei ihnen pflegt die Auslöschungsschiefe auf ∞P∞ oder ∞P etwas kleiner, der Pleochroismus

etwas kräftiger zu sein, insbesondere der Gegensatz zwischen $\mathfrak{c}$ und $\mathfrak{a}$ (letzteres gelblich oder grünlich), während $\mathfrak{b}$ sich hier mehr $\mathfrak{c}$ nähert; im Allgemeinen kann man vielleicht sagen, dass am gewöhnlichsten die Schwingungen parallel $\mathfrak{a}$ gelblich, $\mathfrak{b}$ unrein grünlich, $\mathfrak{c}$ unrein bläulich sind. — Sehr häufig sind Verwachsungen dieser Hornblende mit Augit, wobei die Verticalaxen und Orthodiagonalen beider parallel liegen; nach demselben Gesetz umwächst auch die Hornblende den Augit randlich, eine Erscheinung von weiter Verbreitung, wobei die äussere Hornblende bald braune bald grüne Farbe besitzt. Dass die letztere hier ebenfalls primär und nicht etwa ein Umwandlungsproduct des Augits, nach Art des Uralits sei, wird dann wahrscheinlicher, wenn sie von compacter Beschaffenheit ist und nach aussen zu ihre selbständigen Krystallcontouren entwickelt. In einigen Fällen ist beobachtet worden, dass primäre braune Hornblende sich auch so an den Augit anlagert und mit ihm verschränkt ist, dass die eine, ∞P entsprechende Spaltrichtung des Augits sich als eine, ∞P entsprechende in die Hornblende fortsetzt.

An Interpositionen führt die gemeine Hornblende Magnetit und Titaneisen (die eingelagerten Blättchen des letzteren befand Kühn in pyrenäischen Ophiten reihenweise den beiden prismatischen Spaltrichtungen der Hornblende parallel); bisweilen auch Eisenglanz; ferner Apatitnadeln, Zirkon u. a. ältere Mineralien, Biotit (wobei anscheinend manchmal die Basis des Biotits parallel verläuft zu ∞P und $\infty\bar{P}\infty$ der Hornblende), in den krystallinischen Schiefern oft Rutil; um Zirkon- oder Rutil-Einlagerungen erscheinen wohl pleochroitische Höfe. Glaseinschlüsse sind in der gemeinen Hornblende höchst selten, solche von Flüssigkeit scheinen noch gar nicht beobachtet zu sein.

Überaus häufig wird makro- und mikroskopisch die gemeine Hornblende in Chlorit oder Epidot oder ein Gemenge von beiden umgewandelt befunden, wobei es auch zur Bildung von Calcit und Quarz, sowie vielleicht zur Ausscheidung von Magnetit kommt; bisweilen findet man drei oder vier dieser Producte nebeneinander. Die entstandenen Chloritaggregate liefern dann ihrerseits bei der Zersetzung Gemenge von Brauneisen, Carbonaten, Thon und Quarz, Substanzen, welche somit schliesslich an Stelle der Hornblende erscheinen können. Eine andere Umwandlung lässt aus der Hornblende, wie auch aus dem Strahlstein Serpentin entstehen; dabei geschieht es, dass den Spaltflächen des Amphibols Schnüre von Serpentin mit senkrecht auf die Längserstreckung gestellten Fasern folgen, weshalb der Amphibol, je nach dem Schnitt bald von parallelen Schnüren dieser Art durchzogen, bald durch die Durchkreuzung derselben in rhombische Felder abgetheilt erscheint, deren Inneres wohl aus verworren faserigem Serpentin besteht; zwischen gekreuzten Nicols bildet das letztere Aggregat gewissermassen einen matten Grund zwischen den lebhaft farbigen parallelfaserigen Strängen. Diese Structur, abweichend von derjenigen, welche bei der Serpentinisirung der Olivine zum Vorschein kommt, wurde von Weigand (Min. Mittheil. 1875. 183) die Gitter- oder Fensterstructur genannt. — Eine gelbbraune absprengbare Kruste um die grossen Hornblendekrystalle im Dioritporphyrit von Roda bei Pre-

dazzo ist nach Cathrein (Z. f. Kryst. VIII. 224) u. d. M. ein Gemenge von Calcit und zarten rothbraunen Rutilnädelchen.

Ausser der compacten grünen Hornblende kommen in den Gesteinen auch mehr oder weniger parallelfaserige oder -stengelige Aggregate von lichtgrüner manchmal aktinolithähnlicher Hornblende vor, die sog. schilfige oder faserige Hornblende, wie z. B. in diabasischen Felsarten, in Hornblendeschiefern. Sehr oft gehört dieselbe zu dem später zu erwähnenden Uralit, d. h. es liegt eine secundär aus Augit entstandene Hornblende vor; vielfach ist sie mit etwas Epidot und Chlorit vermengt.

Andererseits ist aber auch für manche Vorkommnisse dieser schilfigen Hornblende kein überzeugender Grund gegen ihre primäre Natur vorhanden. Es scheint dies z. B. für die aus stengeliger grüner Hornblende bestehende Rinde zu gelten, welche primäre braune compacte Hornblendekrystalle umgibt, wie dies z.B. von Becke aus den Kersantiten des niederösterreichischen Waldviertels beschrieben wird, wo die Spaltrisse durch Kern und Hülle gleichmässig fortsetzen: in den Querschnitten hat mitunter der so weitergewachsene Krystall andere Krystallflächen in der Prismenzone als der Kern; in Längsschnitten sieht man den compacten Kern mit Bündeln parallel angewachsener Hornblendenadeln versehen, welche sich weiterhin zu divergirenden Büscheln auflösen. — Wieder andere Erscheinungen gibt es, welche wohl darauf verweisen, dass die grüne schilfige Hornblende secundär aus compacter brauner entstanden ist (vgl. S. 325).

Besondere Hervorhebung verdient es, dass die braune gemeine Hornblende niemals in solchen schilfigen Aggregaten, sondern immer nur in compacten Individuen auftritt.

Basaltische Hornblende, bräunlichschwarz, in rundum ausgebildeten Krystallen mit sehr glatten und stark glänzenden Spaltungsflächen, diejenige Varietät, welche in den tertiären Eruptivgesteinen erscheint (im Andesit, Dacit wesentlich, in Phonolith, Basaltgesteinen u. s. w. accessorisch), aber auch bereits in eruptiven Porphyrgesteinen der älteren Reihe (Hornblendeporphyrit) auftritt. Nach den Analysen von C. Schneider ist der Titansäuregehalt beträchtlich und geht bis über 5 %, neben dem Eisenoxyd ist auch stets Eisenoxydul vorhanden (Z. f. Kryst. XVIII. 1891. 581). Die Individuen gehören zu den ältesten Ausscheidungen des Magmas und zeigen deshalb oft mechanische Beeinflussungen, Fracturen u. s. w., häufig auch oberflächliche oder tief eingreifende Veränderungen durch die Einwirkung des Magmas (letztere Erscheinungen, die Herausbildung von Opacit, von Augit u. dergl. werden an einer anderen Stelle besprochen). Die accessorisch auftretende Hornblende dieser Art ist manchmal nur in ganz wenigen grösseren Individuen vorhanden und nicht etwa auch in mikroskopischer Kleinheit ausgebildet. In den Schnitten wird die basaltische Hornblende mehr oder weniger dunkelbraun und erweist sich als sehr stark pleochroitisch, vorwiegend in braunen (c) und gelblichen (a) Tönen; die Absorption nach c ähnelt an Stärke manchmal derjenigen des Biotits. Ist die Absorption von c = b, so zeigen Schnitte parallel dem Orthopinakoid keinen wahrnehmbaren Pleochroismus. Sel-

teuer ist eine bräunlichrothe oder rothe Farbe. Kern und Schale zeigen oftmals verschiedenes Braun. Die Auslöschungsschiefe gegen c auf $\infty P\infty\{010\}$ wird mehrfach als sehr klein angegeben: bei der basaltischen Hornblende von Czernosin zu $1^\circ 40'$ (Haidinger), derjenigen von Bilin (?) zu 1°—2° (Des Cloizeaux), derjenigen von Jan Mayen gar zu 0° (Scharizer), derjenigen vom Aranyer Berg allerdings zu $37^\circ 12'$ (Franzenau). — Nach Schneider scheint die Auslöschungsschiefe auf dem Prisma mit dem sinkenden Eisenoxydulgehalt abzunehmen; glüht man die eisenoydulhaltigen basaltischen Hornblenden unter Einwirkung überhitzten Wasserdampfs, so geht fast alles Eisenoxydul in Oxyd über, die Auslöschungsrichtung wird parallel c, der Pleochroismus und die Absorption viel stärker, in dem Maasse, wie es die eisenoxydularmen schon an und für sich zeigen. — Lichtbrechung und Doppelbrechung scheinen höher zu sein, als bei den anderen Amphibol-Varietäten; an einem Vorkommniss aus Böhmen bestimmte Michel Lévy $\alpha = 1,680$, $\beta = 1,725$, $\gamma = 1,752$; $\gamma - \alpha$ im Maximum 0,072. — Glaseinschlüsse sind sehr häufig, ferner Inclusionen von Magneteisen, Titaneisen, Apatitnadeln, Biotitblättchen, auch kommen wohl solche von Olivin vor. Liegt hier eine primäre Verwachsung mit Augit vor, so findet sich der letztere stets peripherisch um die Hornblende, während die gemeine braune Hornblende so oft ihrerseits den Augit umrandet. — Zur Chloritisirung ist diese Hornblende offenbar nicht so geneigt, wie die gemeine, doch wird in jüngeren paläozoischen oder mesozoischen Eruptivgesteinen dieser Process wohl beobachtet.

Zum Amphibol gehört auch, wie v. Lasaulx (N. Jahrb. f. Min. 1878. 380) zeigte, der früher auf Grund von Chapman's Angaben mit dem Pyroxen vereinigte, von Brocchi eingeführte Breislakit; derselbe bildet sehr feine haar- und nadelförmige Krystalle, welche zu kleinen lockeren Büscheln und wolleähnlichen Aggregaten vereinigt sind, aber u. d. M. sehr ausgezeichnet die Gestalt, auch die Zwillingsbildung der Hornblende aufweisen, gelblichbraun, röthlichbraun bis kastanienbraun, durchscheinend, stark trichroitisch. In Hohlräumen von Lava, Capo di Bove bei Rom, Resina bei Neapel, wohl ein Sublimationsproduct.

Glaukophan.

Monoklin, isomorph mit Hornblende; $\infty P\{110\} = 124^\circ 51'$ nach Bodewig und Luedecke; die säulenförmigen Krystalle zeigen meist nur ∞P, $\infty P\infty$, $\infty P\infty$, selten terminale Formen P und $0P$; derb in stengeligen oder körnigen Aggregaten. Zwillinge nach dem Orthopinakoid, zufolge Kotō auch solche nach ∞P. — Spaltb. prismatisch deutlich; querabgesondert gegen die Verticalaxe; H. = 6 ... 6,5; G. = 3,1; graulich-indigoblau bis lavendelblau und schwärzlichblau; perlmutterartiger Glasglanz auf den Spaltungsflächen; durchscheinend bis undurchsichtig. Die optischen Axen liegen, wie bei der Hornblende, in dem klinodiagonalen Hauptschnitt; die stumpfe Bisectrix liegt im spitzen Winkel $a\,c$ und bildet mit der Verticalaxe ca. $6\frac{1}{2}^\circ$ bis fast 7°, nach Andereu nur 4°; Michel Lévy fand am Glaukophan von der Insel Groix $\beta = 1,644$ und $\gamma - \alpha = 0,0216$. Im Gegensatz zum

Riebeckit ist die Längserstreckung der Prismen ungefähr die Richtung der kleinsten Elasticität c. Stark trichroitisch: a hellgrüngelb, b violett, c azurblau. Die intensivsten Farben erscheinen, wenn die Schwingungen parallel der Längserstreckung der Säulen gehen; die schief auslöschenden Verticaldurchschnitte sind viel stärker pleochroitisch als die gerade auslöschenden. Kotō gab an, dass in seinen Präparaten der blaue Glaukophan binnen einiger Wochen seine Farbe verloren habe und lichtgrün geworden sei. — Chemische Zusammensetzung nach der Analyse von Bodewig, womit die ältere von Schnedermann ziemlich gut übereinstimmt: 57,81 Kieselsäure, 12,03 Thonerde, 2,17 Eisenoxyd, 5,78 Eisenoxydul, 13,07 Magnesia, 2,20 Kalk, 7,33 Natron. Das Mineral gehört also zu den natriumreichen Hornblenden (wie Arfvedsonit), enthält aber unter den Sesquioxyden nicht das Eisenoxyd, sondern Thonerde vorwaltend; die Zusammensetzung ist vorwiegend $Na_2(Al_2)Si_4O_{12}$, wozu noch $Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12}$ (Aktinolith) tritt. Schmilzt v. d. L. leicht zu graulichweissem oder grünlichem, nicht magnetischem Glas; von Säuren nur sehr unvollkommen zersetzbar.

Glaukophan ist vorwiegend in krystallinischen Schiefern, welche bisweilen zum grössten Theil daraus bestehen, und zugehörigen Eklogiten bekannt, namentlich vergesellschaftet mit Glimmern, Epidot, Zoisit, Granat, Pyroxenen: in Glimmerschiefern der Insel Syra, bis zu 20 mm lang, 7 mm breit, auch den Haupttheil des dortigen Glaukophanschiefers bildend (Luedecke, Z. geol. Ges. 1876. 248); nach Becke auch mikroskopisch in anderen Schiefern Griechenlands: nach Oebbeke, welcher (Z. geol. Ges. 1886. 634 und 1887. 211) das Mineral behandelte und eine Zusammenstellung der Fundorte gab, in solchen der Gegend von Bastia auf Corsica; Fruska Gora in Kroatien; im Gneiss von Vigo in Galicia (Macpherson); auf der Insel Groix im Departement Morbihan der Bretagne; bei Zermatt im Gneiss (Bodewig, Ann. d. Phys. u. Chem. Bd. 158. 224); nach Stelzner in Blöcken von Souvilier im St. Imerthal im Berner Jura; nach Kotō in Schiefern der japanischen Insel Shikoku (allerdings mit nur 4,83 Natron und einer Auslöschungsschiefe von 11°—12°). Das von Barrois als Glaukophan bezeichnete Mineral aus einem andalusischen Amphibolit von Lanjaron (Comptes rendus CIII. 1886. 221) ist wohl kein solcher, denn es enthält nur 47,42 Kieselsäure und blos 2,97 Natron.

In »grünen Schiefern«, welche als durch Druck veränderte Diabase gelten, spielt stellenweise ein eigenthümlicher Amphibol eine Rolle, der sich durch starken Pleochroismus: c blau, b violett, a hellgelb bis farblos, sehr schwache Doppelbrechung und auffallend blaue Interferenzfarben auszeichnet; der opt. Charakter ist positiv, die Auslöschung c:*c* sehr gering. Beobachtet wurde er von Milch in Taunusschiefern, von Carl Schmidt in grünen Bündnerschiefern von Alp Starlera und vom Brennhof bei Nufenen. Die Beziehungen etwa zu Glaukophan sind noch unsicher.

In Eruptivgesteinen wird Glaukophan erwähnt: in einem Syenitporphyr von Elbingerode (Lossen, Z. geol. Ges. 1881. 175), in dem quarzhaltigen Syenit von Rockport bei Boston (Williams, Proceed. Bost. soc. nat. hist. XIX. 1878. 309);

in einem mikroklinreichen Granitgeschiebe von Coburg in Canada (A. P. Coleman, Trans. r. soc. Canada, 1887. 48); in natronreichen Graniten aus der Gegend des Ekern-Sees im Christianiagebiet (Brögger). Über den blauen Amphibol in der Minette von Wackenbach (Vogesen) s. Riebeckit.

Ausser dem primären scheint auch secundärer Glaukophan vorzukommen. Sauer hält in sächsischen Amphiboliten die Entstehung des Glaukophans aus Strahlstein für nicht unwahrscheinlich, Michel Lévy und Bergeron sehen den in ophitischen Gesteinen der Provinz Malaga vorhandenen Glaukophan für secundär an. Kotō betrachtet den Glaukophan in Schalsteinen und Amphiboliten Japans als hervorgegangen aus Diallag, aus welchem ausser dem compacten Glaukophan auch ein faseriges Mineral entsteht, das vielleicht Krokydolith sei; in einem Melaphyr ö. von Omiya bei Akaya, Prov. Musashi besteht der Kern der Glaukophane noch häufig aus braunem Pyroxen, und Glaukophan-Nädelchen bilden auch die Ausfüllungsmasse mandelähnlicher Hohlräume. Auch in einem Gestein der Fruska Gora in Kroatien gibt Kišpatič die Umwandlung von Augit in Glaukophan (und Chlorit) an. Harada berichtet über ein theilweises Hervorgehen von Glaukophan aus der Hornblende des Granits von Okinoshima in der s. w. Prov. Shikoku in Japan. — Über Entstehung von Glaukophan innerhalb eines vom Basalt umhüllten Feldspaths vgl. Max Bauer im N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 252. Selbst verändert sich der Glaukophan in Chlorit.

Es scheint, dass manches Glaukophan genannt worden ist, was sich von dem typischen nicht unbeträchtlich entfernt. Bei dem durch das Mineral erweckten Interesse war man mit der Bezeichnung Glaukophan rasch bei der Hand, wenn nur ein mit blauen Tönen pleochroitischer Amphibol vorlag, auch wenn die chemische Zusammensetzung nicht geprüft wurde oder werden konnte und die Auslöschungsschiefe 12°—17° betrug. Glaukophan wird nur ein Amphibol genannt werden können, der sich abgesehen von seiner blauen Farbe durch die geringe Auslöschungsschiefe, seinen Thonerdegehalt, geringen Gehalt an Eisenoxyd und hohen an Natron, sowie dadurch auszeichnet, dass die Längserstreckung fast c entspricht. Das Dasein von Übergangsgliedern in die gemeine Hornblende und in Strahlstein ist sehr wahrscheinlich.

Anm. In sehr naher Verbindung mit dem Glaukophan steht Strüver's Gastaldit, welcher ebenfalls mit Hornblende isomorph ist (∞P 124° 25′, säulenförmige Krystalle, meist ohne terminale Flächen, auch stabförmige und faserige Partieen) und in allen physikalischen Eigenschaften mit dem Glaukophan eng übereinstimmt; Spaltbarkeit prismatisch; G. = 3,04; schwarzblau, ins azurblaue, ebenfalls stark trichroitisch. Cossa fand 58,55 Kieselsäure, 21,40 Thonerde, 9,04 Eisenoxydul, 3,92 Magnesia, 2,03 Kalk, 4,77 Natron, also ebenfalls eine natriumhaltige Hornblende mit viel Sesquioxyd, welches hier lediglich aus Thonerde (keinem Eisenoxyd) besteht. — Eingewachsen in chloritischen Gesteinen bei S. Marcel und Champ de Praz im Aostathal, im Val Locana; in erratischen Blöcken bei Brosso im Bezirk Ivrea (Piemont).

Arfvedsonit.

Monoklin und isomorph mit der Hornblende, spaltbar nach ∞P {110} = 124° 22′ (zufolge Lorenzen, welcher auch eine Spaltbarkeit nach ∞P∞ {010} angibt; 123° 55′ nach Brögger); stengelige Individuen und körnige Aggregate von rabenschwarzer Farbe und starkem Glasglanz, charakteristisch tiefblaugrauem Strich. Stark pleochroitisch, Dünnschliffe nach ∞P∞ {100} zeigen tiefgrünblaue, solche nach ∞P∞ {010} olivengrüne Farbe. Auf dem letzteren bildet zufolge Brögger die eine Schwingungsrichtung mit der Verticalaxe einen Winkel von 14°, die ihr entsprechende Elasticitätsaxe tritt aber nicht, wie bei der Hornblende im spitzen, sondern im stumpfen Winkel β aus, ist wahrscheinlich die spitze Bisectrix und die kleinste Elasticitätsaxe c; darnach wäre c sehr tief grünblau, b ungefähr lavendelblau, a blassgrünlichgelb, Absorption c > b > a. Nach Anderen ist die Auslöschungsschiefe c:c ungefähr 6°. Mittlerer Brechungsexponent nach Michel Lévy 1,707, $\gamma - \alpha = 0,021$ bis 0,027 (Langesundfjord). — H. = 5,5...6; Gew. = 3,33...3,59, also höher als selbst das der basaltischen Hornblende. — Lorenzen wies in überraschender Weise nach, dass die früher vermeintlich an Arfvedsonit angestellten Analysen thatsächlich, einer eigenthümlichen Verwechselung zufolge, an Aegirin vorgenommen waren; als Zusammensetzung des echten Arfvedsonits von Grönland fand er 43,85 Kieselsäure, 4,45 Thonerde, 3,80 Eisenoxyd, 33,43 Eisenoxydul, 0,45 Manganoxydul, 0,81 Magnesia, 4,65 Kalk, 8,15 Natron, 1,06 Kali, 0,15 Glühverlust. Wegen des Gehalts an Thonerde und Eisenoxydul ist daher auch nicht der Arfvedsonit (sondern der Riebeckit) das amphibolische Aequivalent des Aegirins. Für die erwähnte Analyse und eine andere von Berwerth schlägt Brögger die Formel $[(\overset{\mathrm{I}}{R}_2)_4 . Si_4 O_{12}] . 2[\overset{\mathrm{II}}{R}_4 . Si_4 O_{12}]$ vor. — Das Mineral schmilzt mit charakteristischer Leichtigkeit schon in der Lichtflamme unter Natronreaction, kocht v. d. L. stark auf und gibt eine schwarze magnetische Kugel; in Salzsäure unlöslich. — Der Arfvedsonit bildet einen Gemengtheil in Sodalithsyeniten von Kangerdluarsuk in Grönland (bisweilen 9 Zoll lange Krystalle), in Elaeolithsyeniten, auch in gewissen Graniten und Syeniten des südlichen Norwegens, meist ohne deutliche terminale Ausbildung. Grössere Krystalle befand Brögger umgewandelt in Aegirin-Akmit und Lepidomelan bisweilen mit Magnetit. Wahrscheinlich stehen auch manche Amphibolkrystalle aus Phonolithen und leucithaltigen Gesteinen dem Arfvedsonit nahe, worauf u. a. die an grösseren Individuen erprobte leichte Schmelzbarkeit verweist. Arfvedsonitartige Hornblende fand Mügge in gewissen Rhyolithen und trachytischen Gesteinen des Massai-Landes. Vgl. über den Arfvedsonit Brögger in Z. f. Kryst. XVI. 1890. 398.

An den eigentlichen Arfvedsonit reiht sich der von Brögger (Z. f. Kryst. XVI. 412) unterschiedene Barkevikit, ein tief sammtschwarzer sonst arfvedsonitähnlicher Amphibol (Spaltungsprisma im Mittel 124° 16′), welcher aber nicht

wesentlich bläuliche und grüne Absorptionsfarben zeigt, sondern durch braune Absorptionsfarben in verschiedenen Tönen ausgezeichnet ist; auch liegt diejenige Auslöschungsrichtung, welche auf ∞P∞ ca. 12½° mit der Verticalaxe bildet, zum Unterschiede vom Arfvedsonit, in dem spitzen Winkel β ($a:c$), also wie bei der gewöhnlichen Hornblende. Von dem Aenigmatit ist das Mineral unterschieden durch den Prismenwinkel, die Auslöschung auf ∞P∞ parallel der Verticalaxe, durch den schmutzig tief olivengrünen Strich, das geringere spec. Gew. 3,428. Chemisch ist der Barkevikit sehr reich an Eisenoxydul und Alkalien, namentlich Natron, relativ arm an Kalk und Magnesia. Bildet einen wesentlichen Bestandtheil der Augitsyenite zwischen Christianiafjord und Langesundfjord, u. a. bei Barkevik; bisweilen mit Arfvedsonit oder grüner Hornblende parallel verwachsen: aussen umgewandelt in Breithaupts »Pterolith«, eine pegmatitische Verwachsung von vorwiegend Lepidomelan mit Aegirin nebst Feldspath und feinem Flussspath.

Riebeckit.

Monoklin und isomorph mit Hornblende; prismatische Spaltbarkeit ca. 124°; Krystalle nur in der Prismenzone auskrystallisirt, zuweilen noch mit ∞P∞ {010}, mitunter deutlich längsgestreift, glänzend schwarz; u. d. M. oft in schwammigen Wachsthumsformen. Auf dem Klinopinakoid, in welchem auch hier die optischen Axen liegen, pflegt die Auslöschungsschiefe nicht 5° zu übersteigen; die von der Verticalaxe nur um diesen geringen Winkel abweichende Elasticitätsaxe ist aber nicht $\mathfrak{c}$ (wie sonst bei den Amphibolen), sondern $\mathfrak{a}$; der Riebeckit nimmt also in ähnlicher Weise optisch eine Sonderstellung unter den Amphibolen ein, wie der Aegirin-Akmit unter den Pyroxenen; stark pleochroitisch: $\mathfrak{a}$ = dunkelblau, oder sehr tief indigo, $\mathfrak{b}$ (= b) etwas weniger tiefblau, $\mathfrak{c}$ (fast senkrecht auf c) = grün oder gelblichgrün, Absorption also $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$. $\gamma - \alpha$ annähernd 0,013, nicht unbedeutend kleiner als bei dem Glaukophan und der grünen Hornblende. — Die Analyse Sauer's ergab nach Abzug von 7,12 Zirkonsubstanz: 50,01 Kieselsäure, 28,30 Eisenoxyd, 9,87 Eisenoxydul, 0,63 Manganoxydul, 0,34 Magnesia, 1,32 Kalk, 8,79 Natron, 0,72 Kali, was sich durch die Formel $5FeSiO_3 + 4Na_2SiO_3 + 5(Fe_2)Si_3O_9$ ausdrücken lässt. Insofern ist der Riebeckit mit seinem gänzlichen Mangel an Thonerde und seinem vorwiegenden Eisenoxydgehalt neben dem an Natron das amphibolische Äquivalent für den pyroxenischen Aegirin-Akmit, was noch insofern interessant ist, als es sich durch die Untersuchung von Lorenzen vorher ergeben hatte, dass der dafür gehaltene Arfvedsonit dasselbe nicht darstellt. — Leicht schmelzbar mit intensiver Natronreaction in der Flamme des Bunsen'schen Brenners, darin ähnlich dem Arfvedsonit. — Zuerst entdeckt von Sauer in einem Granit der Insel Sokotra am Eingange des Golfs von Aden, wo das Mineral bis über 4 mm lange Kryställchen bildet, die oft an den Enden borstenförmig von büscheligen Aggregaten desselben besetzt sind; bläuliche in stark verwittertem Feldspath eingewachsene Nädelchen möchte Sauer für secundäre Neubildungen halten (Z. d. geol.

Ges. XL. 1888. 138); Bonney hatte das Mineral hier früher mit Turmalin verwechselt (obschon bei diesem das Maximum der Absorption gerade umgekehrt senkrecht zu c steht); später gibt er an, dass in einem Felsit von Mynydd-Mawr in Carnarvonshire derselbe Amphibol vorkommt, ohne aber die Identität ausreichend zu begründen (Miner. Magazine VIII. 1888. 103); das letztere Vorkommniss wurde darauf von Harker als Riebeckit gedeutet, welcher jedoch den Pleochroismus etwas abweichend angibt: parallel $\mathfrak{a}$ hellbraun, parallel $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ tiefblau (Geol. Magaz. 1888. 221. 455); später beschrieb auch Grenville Cole dieses Vorkommniss ($\mathfrak{a}$ intensiv hellbraun) und andere riebeckitführende Geschiebe aus dem Drift der Insel Man und vom Moel-y-Tryfan, worin aber das Mineral eine Auslöschungsschiefe bis 9° 45′ zeigt (Miner. Magaz. IX. 1891. 222). Gleichzeitig wurde von Teall dargethan, dass das höchst feinkörnige granitische Gestein von der Felseninsel Ailsa Craig am Eingang in den Firth of Clyde Riebeckit führt und von hierher stammen wahrscheinlich die Geschiebe auf der Insel Man (ebendas. 219). — Nach Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 312. 438) soll ein mit dem Vorkommen von Sokotra übereinstimmender Amphibol in einer Minette von Wackenbach bei Schirmeck in den Vogesen sowie in einem körnigen Keratophyr vom Bärenrücken bei Blankenburg auftreten, nach Lacroix (Bull. soc. min. XIII. 1890. 10) ist aber das erstere, übrigens secundäre, blaue Amphibolmineral Krokydolith. Weiterhin wurde der Riebeckit gefunden in feinkörnigen Granitgängen an den Calangues de Piana in der Mitte der Westküste Corsicas, hier theilweise in Epidot umgewandelt (U. de Verrier, Comptes rendus CIX. 1889. 38), sowie in einem eigenthümlichen an Astrophyllit und Zirkon reichen Quarz-Feldspathgemenge vom St. Peters-Dom, El Paso Co. in Colorado (A. Lacroix, ebendas. 39). In ganz zersetzten Ganggesteinen aus Custer Co. in Colorado beobachtete Cross wohl zum Riebeckit gehörigen klar blauen Amphibol als pseudomorphen Ersatz für gewöhnliche braune Hornblende und Augit, indem bisweilen Aktinolith als Zwischenstadium vorhanden ist, auch als randlichen Anwachs am Ende von c und auf $\infty\breve{P}\infty$ der braunen Hornblende; er erhebt dabei die Frage, ob der von Sauer für primär gehaltene Riebeckit von Sokotra nicht auch eine Pseudomorphose nach Hornblende ist (Am. journ. sc. Bd. 39. Mai 1890).

Dem Riebeckit genähert ist der Krokydolith, als Aggregat zarte schwach seidenglänzende Fasern von indigoblauer bis smalteblauer Farbe bildend, sehr zähe, schwer zerreissbar, elastisch biegsam, Strich lavendelblau; $\infty P\{110\}$ bei den einzelnen Fasern = ca. 124°. Zwillinge nach $\infty\bar{P}\infty\{100\}$. — Die spitze Bisectrix ist positiv (beim Glaukophan negativ); $2E$ = ca. 95°. Auslöschungsschiefe auf $\infty\breve{P}\infty\{010\} = 18°—20°$; doch ist es $\mathfrak{a}$ (und nicht $\mathfrak{c}$), welches mit der Verticalaxe diesen Winkel bildet; die Längsausdehnung hat negativen Charakter. Diese Orientirung stimmt also mit Riebeckit, nicht mit Glaukophan überein, indess ist die Auslöschungsschiefe bedeutend grösser als beim Riebeckit; $\gamma - \alpha = 0{,}025$. Pleochroismus bei den kräftigsten Nadeln: $\mathfrak{a}$ dunkel- oder grünlichblau; $\mathfrak{b}$ bläulichviolett, violett; $\mathfrak{c}$ hellgrün, hellgrünlichgelb. Diese Farben nähern sich denen des Glaukophans, auch des Chloritoids. Die ganz

zarten Nadeln sind kaum pleochroitisch. Dispersion bisweilen so bedeutend, dass eine Auslöschung nicht zu Stande kommt. — Der Krokydolith ist im Gegensatz zum Glaukophan thonerdefrei wie der Riebeckit, etwas ärmer an Fe_2O_3 und etwas reicher an FeO als dieser, übrigens auch $Na_2(Fe_2)Si_4O_{12}$ gemischt mit $FeSiO_3$; er ergibt 51—52 Kieselsäure, 16—20 Eisenoxyd, 17—21 Eisenoxydul, 6,5—8 Natron (geringe Mengen von MgO, CaO, K_2O), auch findet sich etwas Wasser, nach Chester und Cairns 3,6—4 %, welches erst in höherer Temperatur ausgetrieben wird; sie geben daher die Formel $H_4Na_2Fe_3(Fe_2)Si_9O_{27}(=RSiO_3)$. — V. d. L. leicht schmelzend, einzelne Fasern schon in der Flamme; von Säuren unangreifbar. — Abgesehen von den Vorkommnissen von Golling und dem Orangefluss ist das Mineral als Gesteinsgemengtheil bekannt: als Knollen oder Adern in sauren Gneissen der Umgegend von Perkins Mill (Templeton) in Canada; als Schnüre im Granit von Beacon Pole Hill bei Cumberland in New-Jersey (Chester u. Cairns, Amer. Journ. sc. XXXIV. 1887. 108); als sehr feine Faserbündel in einem an Natronfeldspath reichen Granit von Willemantic (Rhode-Island); in der Minette von Wackenbach in den Vogesen (hier secundär); in Porphyriten der Butte de los Perdrice und der Butte d'Antequerra (Andalusien); in chloritischen Schiefern und Serpentinen der Insel Gorgona und des Caps Argentaro in Italien, an letzterem Orte secundär aus Diallag entstanden (Lacroix, Bull. soc. min. XIII. 1890. 10). Nach Lacroix gehört eine grosse Menge von secundären blauen, als Glaukophan beschriebenen Amphibolen zum Krokydolith.

Aenigmatit (und Cossyrit).

Triklin nach Brögger; die prismatisch ausgebildeten Krystalle von hornblendeähnlichem Charakter zeigen an den Enden von c deutlich trikline Flächenvertheilung; $\infty P\{110\}$, welchem die Spaltbarkeit parallel geht = ca. 113° 56′. Zwillinge nach dem Brachypinakoid. Sammtschwarz mit röthlichbraunem Strich, starkem Glasglanz auf den Spaltungsflächen. G. = 3,852 zufolge Breithaupt. — Die optische Axenebene liegt nahezu parallel $\infty\breve{P}\infty\{010\}$; die spitze positive Bisectrix (c) tritt ungefähr im spitzen Winkel der Axen a und b aus. Axenwinkel ziemlich klein, $2E$ circa 60°. Auslöschungsschiefe gegen c auf dem Makropinakoid 3° 46′, auf dem Brachypinakoid ca. 45°. Sehr starker Pleochroismus in allen Schnitten mit Ausnahme derer nach dem Makropinakoid, namentlich stark in Schliffen nach dem Brachypinakoid; c tiefbraunschwarz, beinahe vollkommene Absorption, b tiefkastanienbraun, a heller rothbraun. — Die Analyse ergab nach Forsberg: 37,92 Kieselsäure, 7,57 Titansäure, 3,23 Thonerde, 5,81 Eisenoxyd, 35,88 Eisenoxydul, 1,00 Manganoxydul, 1,36 Kalk, 0,33 Magnesia, 0,51 Kali, 6,58 Natron (100,19). Die chem. Zus. führt, wenn sie sich auch einer titanhaltigen, eisen- und natronreichen Hornblende nähert, doch nicht lediglich auf Metasilicate resp. Metatitanate, wofür zu wenig an Säuren vorhanden ist. Unlöslich in Schwefelsäure, nur wenig angreifbar durch heisse Salzsäure; schmilzt v. d. L. leicht zu bräunlichschwarzem Glas. — Den Aenig-

matit fand Breithaupt zuerst 1866, ohne ihn genau zu untersuchen, in dem elaeolithführenden Sodalithsyenit von Naujakasik bei Tunugdliarfik und von Kangerdluarsuk in Grönland, wo die Krystalle zum Theil eine Länge von mehreren Zoll haben. Ausführliche Untersuchungen gab zuerst Brögger in Z. f. Kryst. XVI. 1890. 423. In einer porphyrartigen Grenzfacies der Elaeolithsyenite der Halbinsel Kola beobachtete W. Ramsay ein Mineral, welches die grösste Übereinstimmung mit Aenigmatit zeige, auch in den Absorptionsfarben, nur ist umgekehrt $\mathfrak{a}$ fast ganz schwarz, $\mathfrak{b}$ dunkelrothbraun, $\mathfrak{c}$ carminroth; es bildet grosse lappige Individuen, aus zahlreichen xenomorphen aber optisch gleich orientirten Partieen zusammengesetzt, mit sehr vielen fremden Einschlüssen.

Mit grösstor Wahrscheinlichkeit ist nun — wie zuerst Groth, Z. f. Kryst. VII. 607, vermuthete — mit dem Aenigmatit identisch das 1881 von Förstner aus den Pantelleriten der Insel Pantelleria als C o s s y r i t beschriebene Mineral, in welchem er einen triklinen Amphibol zu erkennen glaubte (Z. f. Kryst. V. 345). Die kaum $1\frac{1}{2}$ mm langen schwarzen Kryställchen sind spaltbar nach $\infty P\{110\} = 114^\circ 9'$, auch wohl verzwillingt nach $\infty \breve{P}\infty\{010\}$. Auslöschungsschiefe auf $\infty \bar{P}\infty\{100\}$ gegen die Spaltbarkeit nach $\infty P\{110\}$ oder gegen die Verticalaxe $c = 3^\circ$, auf $\infty \breve{P}\infty\{010\}$ gegen dieselbe Richtung $= 39^\circ$. Das Mineral wird nur in sehr dünnen Präparaten stellenweise durchsichtig; Mikrolithe desselben sind im durchfallenden Licht kaffeebraun bis rostbraun; Brögger constatirte ein ganz übereinstimmendes optisches Verhalten wie beim Aenigmatit. Der Cossyrit schmilzt leicht zu braunschwarzem Glas und wird von kochender Salzsäure sehr stark angegriffen. Die Analyse ergab: 43,55 Kieselsäure, 4,96 Thonerde, 7,97 Eisenoxyd, 32,87 Eisenoxydul, 1,98 Manganoxydul, 0,39 Kupferoxyd, 2,01 Kalk, 0,86 Magnosia, 5,29 Natron, 0,33 Kali (spec. Gew. = 3,75), entsprechend ungefähr $2 Na_2O . 10 FeO . (Al_2)O_3 . (Fe_2)O_3 . 15 SiO_2$. Es ist sehr wahrscheinlich, dass der Cossyrit auch einen von Förstner übersehenen Titansäuregehalt besitzt, wodurch sich der im Vergleich mit der Analyse des Aenigmatits grössere Befund an Kieselsäure und Sesquioxyden erläutern würde.

Vielleicht sind zu dem sog. Cossyrit (Aenigmatit) zu rechnen ganz kleine und sehr dunkle, bräunliche, wie Fetzen gestaltete und verbreitete Gebilde, welche sich zwischen den Feldspathleistchen gewisser trachytischer Grundmassen eingeklemmt finden; sie zeigen deutliche Spaltrisse und eine nur wenig schief (3°—10°) dagegen stehende Auslöschung. Die Farben schwanken von kaffeebraun bis rauchgrau mit einem Stich ins Violette ungefähr parallel zur Spaltrichtung, und dunkler braunviolett bis zur völligen Absorption senkrecht dazu (vgl. z. B. Mügge, in akmitführenden Trachyten des Massai-Landes, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 593; auch Rosenbusch, Mass. Gest. 1887. 583).

Zur Zeit gelten Aenigmatit und Cossyrit (von welchen Namen der erste die Priorität besitzt) als ein triklines Glied der Amphibolgruppe. Betreffs der Spaltungsprismenwinkel waltet allerdings ein sehr bedeutender Unterschied gegen die gewöhnlichen monoklinen (und rhombischen) Glieder ob, aber das Axenverhältniss $a : c$ und der Winkel β sind nicht so sehr verschieden. Brögger

ist geneigt, die geringere Stumpfheit des vorderen Prismenwinkels, also die Verkürzung der Axe b, auf die morphotropische Wirkung der Titansäure zurückzuführen. Auffallend sind die Grössengegensätze beider Vorkommnisse.

Secundäre Amphibole.

An dieser Stelle muss weiterhin die Rede sein von denjenigen Amphibolarten, welche in den Gesteinen als secundäre Producte auftreten. Zuerst hat Gustav Rose in den Krystallen von Uralit aus den Porphyriten von Muldakajewsk im Ural mit ihrem auffallend faserigen Ansehen und den seidenartig schimmernden Spaltungsflächen Augite erkannt, welche von aussen nach innen eine Umwandlung in Hornblende erfahren haben und mitunter noch einen augitischen Kern besitzen; auch sprach er es zuerst aus (Reise nach dem Ural II. 1842. 371), dass die zusammensetzenden faserigen Hornblende-Individuen unter einander und der Verticalaxe des Augitkrystalls parallel liegen und ausserdem noch die bestimmte Lage gegen die Augitform haben, dass die beiden Orthopinakoide zusammenfallen. Der Umwandlungsprocess selbst kann nur als auf wässerigem Wege erfolgt gedacht werden. Zuweilen ist aber die Umänderung des Augits in Uralit nicht so regelmässig vor sich gegangen; denn in dem Augitporphyr nördlich von Pyschminsk gewahrte Rose neben den gewöhnlichen Uralitkrystallen andere, welche rundlichere Flächen haben und an denen die Augitform nur schwer noch zu erkennen ist, sowie ausser diesen noch andere, welche schon ganz kugelig geworden sind. Diese letzteren haben keine regelmässigen Spaltungsflächen, sie bestehen aus excentrisch- oder verworren-faserig zusammengehäuften Individuen und sind also in dieser Structur mehr den gewöhnlichen Pseudomorphosen analog.

In den Dünnschliffen der uralischen Krystalle, welche entweder ganz aus grüner Hornblende, oder in der Mitte noch aus einem graulichgelben Kern von Augit bestehen, der von einem Hornblendering umgeben ist, beobachtet man schon mit blossem Auge eine abwechselnde Verschmälerung und Erbreiterung dieser äusseren grünen Zone und sieht, wie sie ganz allmählich in das innere Augitcentrum eingreift. U. d. M. ist das Hineindringen der faserigen Hornblende mit tausend und aber tausend Zacken und Spitzen und vorgeschobenen Körnchen längs des ganzen Randes sehr deutlich und der scharfe Gegensatz zwischen der in üblicher Weise pleochroitischen grünen Hornblende und dem fast ganz unpleochroitischen Augit, ebenso wie die abweichende Spaltbarkeit und in gewissen Schnitten die abweichende Auslöschungsschiefe beider Mineralien treten sehr charakteristisch hervor. Die den innerlichen Augit durchziehenden Spaltrisse haben auch hier schon längs ihrer Wandungen eine feine und zarte Umwandlung in Hornblendesubstanz vermittelt. Bisweilen geht der Uralitbildung ein gewisses wohl an Bronzit erinnerndes Faserigwerden des Augits voraus, öfter aber auch nicht, indem der Uralit sich direct aus dem normalen Augit entwickelt. Manchmal setzt sich wohl die eine Spaltungsrichtung des Augits in die uralitische

Aussenzone hinein fort und bildet da mit einer anderen, dem Uralit angehörigen Spaltungsrichtung den Winkel von 124½°. — In dem Uralit sind c und b grün, auch c blaugrün, b bräunlichgrün, a lichtgrünlichgelb; Maximum der Auslöschungsschiefe in der verticalen Zone 10°—14°, selten mehr bis 17° oder 18°.

Anfangs nur makroskopisch in uralischen und tiroler Porphyriten bekannt gewesen, wurde dann der Uralit auch in zahlreichen anderen Gesteinen mit einem früheren Gehalt an Augit als Umwandlungsproduct des letzteren beobachtet und das Studium dieser verbreiteten Vorkommnisse ergab weitere Eigenthümlichkeiten und Erscheinungsweisen des secundären Minerals. Fernerhin zeigte sich auch eine sehr häufige Umsetzung des Diallags in uralitische Aggregate. — In den Gesteinen finden alle Übergänge statt zwischen leicht peripherisch und vollkommen durch und durch uralitisirten Augiten. Wo der Augit in sehr verschiedenen Dimensionen auftritt, sind oft die kleinen gänzlich umgewandelt, wogegen die grossen kaum einen Uralitsaum tragen. Merkwürdigerweise werden mitunter ganz frische Augite neben fast ganz uralitisirten beobachtet, wie dies z. B. der Uralitporphyrit von Viezena zeigt. Schwerdt gewahrte in einem chinesischen Diorit auch den Fall, dass zuerst das Augitcentrum von der Uralitisirung ergriffen wird, so dass ein grünfaseriger Uralitkern von compacter Augithülle umschlossen vorliegt (Z. geol. Ges. 1886. 225). — Während vielfach die einzelnen Hornblendeprismen so streng parallel gelagert sind, dass ihr Aggregat sich optisch wie ein einheitliches Individuum verhält, bestehen andere Uralite aus mehreren divergirenden Hornblendepartieen mit scharf aufeinanderstossender Faserung. War der frühere Augit ein Zwilling nach ∞P̶∞{100}, so treten die entstehenden Hornblendesäulchen auf beiden Seiten der ursprünglichen Zwillingsnaht auch wohl gegenseitig in Zwillingsstellung, worin sich ebenfalls der orientirende Einfluss des Augits zeigt; namentlich ist die Erscheinung charakteristisch, wenn es sich um zahlreich eingeschaltete Zwillingslamellen gehandelt hat; dabei sind es alsdann ganze Gruppen von Hornblendefasern und Prismen, welche sich mit anderen derlei Gruppen in Zwillingsstellung befinden. Es ist dies nicht ohne weiteres mit der anderen seltener beobachteten Erscheinung zu verwechseln, dass in amphibolischen Faseraggregaten die einzelnen dünnen Individuen gegenseitig in Zwillingsstellung stehen, indem zwischen gekreuzten Nicols die einen eine ebenso grosse Auslöschung nach rechts besitzen, wie die anderen sie nach links aufweisen. — Hat die Uralitisirung einen von primärer Hornblende umwachsenen Augit betroffen, so zeigt sich vielleicht ein Kern von Augit, darum die uralitische Zone, darum der Rand der primären Hornblende. — Wird der Augit in Uralit umgewandelt, so findet sich manchmal, dass sich aus dem daneben vorkommenden primären Amphibol ein hellerer phlogopitartiger Magnesiaglimmer gebildet hat.

Eine Umsäumung der Uralitformen durch hellere aktinolithische Hornblende (z. B. in umgewandelten Diabasen) scheint die Erklärung zu verlangen, dass letztere ein weiteres Umbildungsproduct der ersteren ist.

Bei dem Hervorgehen des Uralits aus Pyroxen handelt es sich nicht um eine

molekulare Umlagerung, um eine Paramorphose, sondern vielmehr um eine chemische Umwandlung der Augitsubstanz in andere Hornblendesubstanz. Nach den Analysen hat, wie es bei der gemeinen Hornblende überhaupt der Fall, der Uralit im Verhältniss zu der Menge von (Mg + Fe) einen geringeren CaO-Gehalt (ca. 12 %), als der der Varietät nach entsprechende gewöhnliche Augit, welcher durchschnittlich circa 20 % CaO enthält; bei der Uralitisirung des letzteren muss daher ein Verlust an Kalk eintreten (vgl. M. Bauer, N. Jahrb. f. Min. 1888. I. Ref. 406). Hin und wieder findet man auch fein vertheilten Calcit im Uralit eingelagert und vielleicht hängt mit der Kalkausscheidung auch die öfters zu beobachtende Vergesellschaftung von Epidot mit den Uralitfasern zusammen. Ausserdem verweisen die Analysen von Uralit auch wohl allgemein auf eine Zufuhr von Eisenoxyd und gar nicht selten sieht man, dass höchst eisenarme malakolithähnliche Pyroxene einen kräftig grünen Uralit produciren. Von Analysen, welche sich zugleich auf Uralit und sein wirkliches Muttermineral beziehen, scheinen nur zwei vorzuliegen: I. Augit aus Ottawa Co., Quebec; Ia. dessen Umwandlungsproduct Uralit (B. L. Harrington); II. Diallag aus dem Gabbro der Zwartkoppies; IIa. daraus hervorgegangener Uralit (Dahms).

	I.	Ia.	II.	IIa.
Kieselsäure	50,87	52,82	53,53	52,73
Thonerde	4,57	3,21	3,12	4,70
Eisenoxyd	0,97	2,07	5,09	5,26
Eisenoxydul	1,96	2,71	13,54	10,21
Manganoxydul	0,15	0,28	—	—
Kalk	24,44	15,39	6,19	12,58
Magnesia	15,37	19,04	18,77	12,59
Kali	0,50	0,69	0,20	0,06
Natron	0,22	0,90	0,57	0,23
Glühverlust	1,44	2,40	—	1,54
	100,49	99,51	101,01	99,90
Spec. Gew.	3,181	3,003	3,310	3,038

Von einer blos molekularen Umwandlung kann, wie man auch hier sieht, keine Rede sein, aber im Einzelnen stimmen die Vorgänge nicht eben überein. In Ia hat Ca bedeutend abgenommen gegen I, Mg zugenommen, in IIa gegen II ist es gerade umgekehrt (II ist allerdings ein viel kalkärmerer und eisenoxydreicherer Diallag, als bis jetzt einer untersucht wurde). Die Veränderungen an SiO_2, Al_2O_3, FeO und Alkalien sind zwar geringfügig, nehmen aber doch in Ia gegen I gerade umgekehrten Verlauf, als in IIa gegen II; nur die Aufnahme von etwas Wasser ist identisch. — Wenn es sich bei dem Uralit gegenüber dem Augit um eine Abfuhr von Kalk und Zufuhr von Eisenoxyd handelt, so würde dies gerade der umgekehrte Vorgang sein, wie bei der Umwandlung von Titaneisen in Titanit (Zufuhr von CaO, Abfuhr von Fe_2O_3); beide einander unterstützenden Processe kommen auch oft zusammen vor. — Über den Vorgang, dass ein an Thonerde und Natron sehr reicher Pyroxen sich umsetzt in ein Aggregat von Uralit und secundärem Albit-Oligoklas vgl. Eklogit.

In den Fällen, dass die uralitischen Faseraggregate sich innerhalb des Rahmens einer charakteristischen Augitform finden, als welcher namentlich der Verband der verticalen Zone zu gelten hat, ist das secundäre Hervorgehen dieses Amphibols ganz unzweifelhaft, mögen verschonte Reste von Augit noch im Inneren stecken oder dieser gänzlich ersetzt sein. Doch sind solche thatsächlichen und eigentlichen Pseudomorphosen von Uralit nach Augit verhältnissmässig recht selten; in allen ophitisch struirten Gesteinen wird der Nachweis, dass der Uralit aus Augit entstand, aus der Form schwer zu führen sein, weil bei dieser Structur der Augit selbst keine charakteristische Gestalt zu besitzen pflegt. Viel häufiger kommen zunächst zwei andere Erscheinungsweisen der grünen faserigen Hornblende vor, nämlich:

a) grössere einheitlich parallel begrenzte Formen, in den Querschnitten ohne bestimmte krystallographische Begrenzung, mit mehr oder weniger deutlicher Faserung parallel der grössten Ausdehnung, selten mit geschlossener, meist zackiger, spitziger Endigung und büschelförmiger Ausfaserung. — b) grössere weniger compacte und einheitliche Formen, meist aus einzelnen lose aneinandergelegten, schmalen nadelförmigen Krystallen bestehend, welche parallel angeordnet oder divergentstrahlig, pinsel- und büschelförmig aggregirt sind und im letzteren Falle häufig zu zwei solcher Gruppen sich sägebock- oder garbenförmig durchkreuzen. — Bisweilen führen solche Gebilde, bei denen jedwede Deckung mit äusseren Augitformen fehlt, im Inneren noch Reste von Augit, die mit der umgebenden Hornblende durch Übergänge in Verbindung stehen. Aber selbst solche überaus weitverbreitete Vorkommnisse dieser Art, bei denen dies nicht der Fall, bei denen also überhaupt jegliche Erinnerung an Augit geschwunden ist, wird man nicht anders denn als Umwandlungsproducte des letzteren auffassen können, weil sie mit den unzweifelhaften Pseudomorphosen, mitunter in demselben Präparat, in offenbarem Zusammenhang stehen.

Derartige Gebilde auch noch Uralit zu nennen, ist durchaus angemessen und es wird allgemein zugegeben, dass streng augitische Form des Aggregats für den Uralitbegriff nicht Bedingung ist. Diese Bezeichnung hat auch insofern ihre historische Berechtigung, als G. Rose selbst von unregelmässiger gebildeten Uraliten, von rundlichen kugeligen Formen spricht, welche die Augitform nur noch schwer oder gar nicht mehr erkennen lassen, auch eine verworren faserige Structur besitzen und doch sonst mit den regelmässigen ganz übereinstimmen.

Diese secundäre faserige uralitische Hornblende scheint sich keineswegs immer genau an den von dem ehemaligen Augit vorgezeichneten Raum zu halten. Darauf verweisen einmal das Zerfasertsein an den Enden der Verticalaxe in isolirte Zacken und Spitzen, andererseits die von den Querschnitten oft dargebotenen Erscheinungen der Abrundung (vgl. auch Sederholm in Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 104). Bergt beobachtete neben den richtigen und scharfen uralitisirten achteckigen Augitquerschnitten auch solche Uralitquerschnitte, welche gewissermassen nach der *b*-Axe zugespitzt oder verlängert, »wahrscheinlicher wohl noch in der Richtung von *b* nach beiden Seiten gequollen und aufgeschwollen« waren, und dies wird als Bestreben des Uralitaggregats gedeutet, auch äusserlich die

Hornblendegestalt herzustellen. Einmal gibt er an, wie sich an zwei gegenüberliegenden Seiten der verticalen Augitpinakoide, vermuthlich an ∞P∞{010} ein spitzer Winkel angesetzt habe, »ein secundärer Ansatz, hervorgegangen aus dem Bestreben des Uralits, auch äusserlich die Gestalt der Hornblende anzunehmen«. So wären die scharfen Pseudomorphosen von Uralit nach Augit eigentlich nur ein vorübergehendes Stadium in einem Umwandlungsprocess.

G. H. Williams beschreibt Kerne von Augit mit einem zweifachen Rand von Hornblende: einer innerlichen breiteren Zone von mehr filzig verworrenen gelblichbraunen Fasern, und einer äusseren schmaleren, bestehend aus mehr parallel gelagerten hell smaragdgrünen Nadeln, welche in den benachbarten Feldspath zu projiciren scheinen und vielleicht ihre hellere Farbe dem Feldspath verdanken, welcher zu ihrer Bildung beitrug (U. S. geol. survey, Bull. No. 62. 1890. 142).

Grüne faserige uralitische Hornblende, wie sie aus dem gewöhnlichen Augit entsteht, geht in ganz gleicher Weise auch aus dem Diallag secundär hervor.

Bei weiterer Umwandlung wird der Uralit, wie die sonstige Hornblende, gewöhnlich zu Chlorit, oft im Gemenge mit etwas Epidot und Calcit, an deren Stelle sich fernerhin Brauneisen, Quarz und Carbonate setzen. Doch braucht die Chloritisirung des Augits keineswegs das Stadium der Uralitisirung durchlaufen zu haben. Sollte es zunächst ungewiss sein, ob das Umwandlungsproduct des Augits dem Uralit oder Chlorit angehört, so entscheidet die Behandlung mit Salzsäure, die den Chlorit unter Kieselsäureabscheidung zersetzt, während dies bei dem Uralit nicht der Fall ist, indem dieser der Salzsäure etwa nur eine Eisenfärbung ertheilt.

Diejenige grüne Hornblende, welche erwiesenermassen als Umwandlungsproduct des Augits erscheint, braucht nicht allemal die uralitische Faserung zu besitzen, sie kann auch — wie dies wohl zuerst Svedmark 1876 für den Uralitporphyrit von Vaksala hervorgehoben hat — eine mehr compacte Beschaffenheit aufweisen und zwar scheint es vielfach, als ob diese Ausbildung der faserigen nachgefolgt und aus ihr hervorgegangen sei. Ob man diese nicht-faserige secundäre grüne Hornblende auch noch mit unter den Begriff des Uralits zählen soll, ist strittig. Einerseits sind beide manchmal schwierig von einander zu trennen und nur verschiedene Stadien oder Producte einer zusammenhängenden Reihe von Vorgängen, andererseits würde jene Hereinziehung eine Erweiterung des Rose'schen Uralits bedeuten. — Auch der Diallag kann sich direct in grüne compacte Hornblende umsetzen, während Hypersthen nur durch das Zwischenstadium farbloser tremolitischer Fasern zu compacter grüner Hornblende werden zu können scheint (vgl. Chester in U. S. geol. survey, Bull. No. 59. 1890. 23).

In denjenigen Gesteinen, in denen eine Umwandlung des Augits in grünen faserigen Uralit stattgefunden hat, beobachtet man nun auch vielfach blassgrüne Hornblende, welche in der Form von sehr feinen mikrolithenartigen haarförmigen Nädelchen, bis zur winzigsten Ausdehnung herabsinkend, durch das ganze Gestein verbreitet ist, in Gestalt eines zarten Filzes auf Spältchen und Klüftchen

zum Absatz gekommen, auch in oft grosser Anzahl innerhalb der Gesteinsgemengtheile, namentlich der Feldspathe sitzend. Es ist dies die sog. gewanderte Hornblende, welche man in Übereinstimmung mit Cohen (N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 212), Götz (ebendas. Beilageb. IV. 1884. 172), Lossen (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1884. 530), Michel Lévy (Bull. soc. geol. (3) IX. 273), Bergt (Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 355), Doss (ebendas. XI. 1890. 46) u. A. nur für secundär halten kann. Den Absatz auf Spältchen zu erklären macht keinerlei Schwierigkeiten; weniger leicht begreiflich ist, wie es geschehen kann, dass solche Hornblendenädelchen sich z. B. innerhalb des primären Feldspaths ansiedeln, wo nicht anzunehmen ist, dass sie einen entsprechenden Hohlraum zum Absatz vorgefunden haben, oder aus anderen Einschlüssen entstanden sind, sondern wohl an der Stelle, wo sie sich jetzt befinden, Feldspathsubstanz verschwunden sein muss, ohne dass hier eine eigentliche Umwandlung von Feldspath in Hornblende stattgefunden zu haben scheint. Denn sollte sich Feldspath in Hornblende umwandeln, so ist dazu ein tiefeingreifender Process erforderlich: Wegführung der Thonerde und Alkalien, Aufnahme von Eisen und Magnesia, vielleicht auch von Kalk. Man kann sich nicht leicht vorstellen, wie ein so intensiver und verwickelter Vorgang, der übrigens nicht durch eine wirkliche Pseudomorphose verbürgt ist, hier erfolgt sein könnte, abgesehen davon, dass der Feldspath, in welchem die Hornblende liegt, überaus häufig selbst vollkommen frisch erscheint und die Vertheilung der gewanderten Hornblendenädelchen in demselben einem Umwandlungsprocess kaum das Wort redet. Dass der Feldspath seinerseits ebenfalls secundärer Entstehung sei, ist vielfach durch die wohlerhaltene Primärstructur des Gesteins ausgeschlossen; sofern der Feldspath selbst sich erst nachträglich im Gestein gebildet hat, bietet natürlich die gleichzeitige Krystallisation der als Einschlüsse erscheinenden Hornblendenädelchen keine Schwierigkeit, da alsdann überhaupt sehr erhebliche Umlagerungen und Neuproductionen vorgekommen sein müssen. Auch mag betont werden, dass in manchen Gesteinen, in denen eine hochgradige Amphibolisirung der Augitindividuen stattgefunden hat, eine Erfüllung benachbarter Gemengtheile mit Hornblendemikrolithen nicht beobachtet wird. Immerhin wird, wenn auch der Vorgang selbst noch nicht klar ist, eine thatsächliche, nach der Gesteinsverfestigung erfolgte Ansiedelung des einen Minerals in dem anderen nicht zu bezweifeln sein, wie denn auch secundäre Fasern eigentlichen Uralits so oft in angrenzenden Feldspath hineingreifen. — Vgl. übrigens die auf S. 326 stehenden Angaben über eine in anderen Fällen erfolgte Umwandlung von Feldspath in Hornblende.

Zwar zeigt die Art und Weise des Auftretens dieser sog. gewanderten Hornblende und das Aussehen ihrer Individuen, dass in ihr eine ähnliche Substanz vorliegt, wie sie bei dem Uralit noch mit dem Muttermineral Augit mehr oder weniger in Connex geblieben ist, und ausserdem liegt in den Fällen, wo die uralitischen Fasern über die früheren Augitcontouren hinausgreifen, gewissermassen ein verbindendes Glied zwischen beiden vor. Dennoch wird man aber

diese isolirt gewanderten Hornblendenädelchen, welche ausser allem Verband mit Augit auftreten, nicht füglich ebenfalls noch als Uralit bezeichnen können, wofür sich auch Bergt und Doss aussprechen; letzterer hebt auch hervor, dass für manche Gesteine insofern eine Unsicherheit darüber besteht, ob jene Nädelchen überhaupt wirklich von Augit abstammen, als auch der Olivin zur Auswanderung von secundärer Hornblende hätte Veranlassung geben können.

Ausser in grüne faserige uralitische und in grüne compacte Hornblende können sich Pyroxene wohl auch in ein einheitliches compactes braunes Hornblende-Individuum umwandeln. Zunächst ist dies für monoklinen Augit und Diallag vielfach geschlossen worden. Schon 1876 erwähnt Svedmark, dass der Uralit von Vaksala neben grünen Farben auch braune aufweist und dass beide Farben neben einander vorkommen. Dann aber hob namentlich Streng für Gesteine aus Minnesota hervor, dass braune compacte Hornblende den Diallag unter gleicher Orientirung der beiden Orthopinakoide derart mit unregelmässigen Grenzen umrindet und ihn einwärts ersetzt, »dass man sich des Gedankens nicht erwehren kann, hier sei die Hornblende aus dem Augit entstanden« (N. Jahrb. f. Min. 1877. 241). — 1880 beschrieb v. John die Umwandlung von Diallag in compacte braune Hornblende aus Olivingabbro von Bosnien. Kotō führt u. a. einen umgewandelten japanischen Gabbro auf, bei welchem oft über zollgrosse Diallage randlich von einer, als daraus secundär hervorgegangen betrachteten Zone von brauner compacter Hornblende (»basaltic hornblende«) umgeben werden; die Grenze verläuft im Grossen ganz irregulär, u. d. M. dringen die zartesten Hornblendezungen in den Diallag ein, aber ohne dass selbst bei stärkster Vergrösserung eine wahre Grenze ersichtlich wäre (Journ. coll. of science, Imp. univ. of Japan, II. 1888. 125). — G. H. Williams beschrieb zuerst die mit ganz allmählichen Übergängen erfolgende Umsetzung eines Hypersthens in braune compacte Hornblende aus einem Gestein von Peekskill am Hudson, wobei an eine Umrindung nicht gedacht werden könne (Am. journ. sc. XXVIII. 1884. 262).

Die Erscheinung, dass in Gesteinen mit uralitisirtem Augit innerhalb des letzteren Magnetitkörner liegen, welche von brauner compacter Hornblende umsäumt sind, lässt Bergt vermuthen, dass das Magnetitkorn bei der Umwandlung des Augits die Veranlassung gewesen sei, dass sich um dasselbe braune compacte anstatt der sonstigen hellen faserigen Hornblende bildete. In ähnlicher Weise beobachtete Macpherson, »dass in der Nähe von Magnetit das Amphibolmineral braun und stark pleochroitisch ist, als hätte es Eisen aus dem Magnetit aufgenommen«. — Das von Goller (N. Jahrb. f. Min., Beilageb. VI. 1889. 533) aus einem spessarter Kersantit citirte Beispiel der innerlichen Entstehung von secundärer brauner Hornblende in einem rings umschliessenden Pyroxen ist wohl nicht überzeugend; darnach kämen zufolge dem Autor in diesem Gestein sogar zweierlei braune Hornblenden vor, unzweifelhaft primäre und diese angeblich secundäre.

Über die Umwandlung von Pyroxen in Glaukophan und Riebeckit siehe diese beiden Mineralien.

Die Nachweise von einer auf Umwandlung beruhenden secundären Entstehung von Hornblende (grüner faseriger und compacter, brauner compacter) aus Pyroxen haben sich dermassen gehäuft, dass bei manchen Forschern die Möglichkeit einer primären Ver- und Umwachsung beider Mineralien ganz in Vergessenheit gerathen und kaum mehr werth zu sein scheint, bei den Deutungen in Erwägung gezogen zu werden. Es lässt sich wohl nicht leugnen, dass in vielen Fällen die übliche Aussage, ein Umgebensein des Augits von Hornblende beruhe auf einer Umsetzung des ersteren in die letztere, auf einer flüchtigen und unsicher bestellten Argumentation begründet ist. Liegen in einer Hornblende Partikel von Augit, so gelten diese meist ohne Weiteres als »Reste, Überbleibsel« des Muttterminerals; und auch das gerade umgekehrte Verhältniss, die Gegenwart von Hornblendepartikeln im Augit wird nicht minder wieder für die secundäre Natur der ersteren verwerthet, indem dieselben als »bereits erfolgte Umwandlung, als Neubildungsproducte, die sich eingefressen oder eingeschlichen haben« hingestellt werden. — Dass primäre Verwachsungen von beiden Mineralien mit parallelen Prismenaxen und Klinopinakoiden vorkommen, kann gar nicht zweifelhaft sein, namentlich wenn man in Verticalschnitten sieht, dass die Verwachsungsfläche sich dann vielfach nicht genau zur Prismenkante projicirt, sondern eine unregelmässige Linie bildet, ja bisweilen fast senkrecht zur Verticalaxe geht, so dass das eine Ende aus Hornblende, das andere aus Augit besteht. Insbesondere dürften diejenigen Vorkommnisse Anspruch haben, auf ihre Natur als primäre Verwachsungen näher geprüft zu werden, bei denen die den Augit rahmenartig umgebende Hornblende äusserlich ihre eigenen selbständigen Contouren darbietet.

Wenn man so oft geneigt ist, zu glauben, dass Augiteinschlüsse in Hornblende kurzweg auf die secundäre Natur der letzteren verweisen, so führt ein Beispiel vom Gegentheil der von Teall beschriebene intrusive Hornblendeporphyrit der Gegend von Inchnadamff in Schottland vor, wo in den grossen als $\infty P . \infty \mathrm{P}\!\!\!\raise.3ex\hbox{-}\, \infty . P . 0P$ krystallisirten grünen Hornblenden Körner und Krystalle von fast farblosem Augit liegen, und »no doubt whatever can exist as to the distinctness of the hornblende and the augite«. Namentlich auch der Umstand, dass ausgezeichnet zonare Hornblendekrystalle zerbrochen vorkommen, lässt die Hornblende hier unzweifelhaft — trotz ihrer Einschlüsse von Augit — als ein primäres Ausscheidungsproduct erkennen. — In den Tescheniten ist die Einbettung von voll ausgebildeten Augitkrystallen in dunkelbrauner basaltischer Hornblende eine solche, dass an eine Umbildung nicht zu denken ist (Rohrbach, Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 24). — In den compacte Hornblende und Augit führenden Syeniten der Section Meissen umwächst die erstere den letzteren als Saum und beide befinden sich auch wohl in schriftgranitähnlicher Implication. Sauer hebt (Sect. Meissen 1889. 17) hervor, dass es sich hier nur um eine ursprüngliche Verwachsung, nicht um secundäre Hornblendebildung handeln kann, da einestheils beträchtliche chemische Unterschiede zwischen der eisenreichen dunkelsaftgrünen Hornblende und dem fast farblosen Augit bestehen, anderer-

seits in den basischeren Ausscheidungen dieser Syenite die Hornblende überhaupt gänzlich fehlt und es nicht zu erklären wäre, weshalb blos bei dem Augit der eigentlichen Syenitmasse und nicht auch bei dem Augit dieser Ausscheidungen die Amphibolisirung eingetreten wäre. Auch Küch betont für die Andesitlaven Colombiens die sehr häufigen primären Verwachsungen von einheitlicher Hornblende mit ebensolchem Pyroxen, sowie ihre förmlich pegmatitähnlichen Durchdringungen (Petr. d. vulk. Gest. Col. Berlin 1892. 46). — Chester, welcher in den Gabbrogesteinen Delawares der Umwandlung von Pyroxen in Hornblende so grossen Spielraum zuweist, führt doch aus dieser Area sog. Gabbrodiorite an, deren Pyroxene so scharf umrandete Hornblendepartikel einschliessen, dass nur wenig Zweifel an dem primären Ursprung der letzteren bestehen könne (Bull. U. S. geol. survey No. 59. 1890. 33). — Harker hebt hervor, dass sich in compacten Hornblende-Individuen Partikel oder Kryställchen von Augit gerade so gut wie andere Inclusionen mechanisch eingeschlossen finden können und dass in diesem Falle die Augite gewöhnlich in ihrer Stellung keine Relation weder gegenseitig noch zu der umschliessenden Hornblende aufweisen werden. In dem Falle aber, dass ein Kern von Augit als compacte Hornblende weitergewachsen ist, ist dies von einer solchen mechanischen Einhüllung des Augits in Hornblende unterscheidbar durch die gleiche Orientirung beider Mineralien, welche Verticalaxe und die beiden verticalen Pinakoide gemeinsam haben, während andererseits derartige Vorkommnisse durch die etwa vorhandene selbständige Krystallform der Hornblende sowie durch die minder irreguläre Grenze zwischen beiden Mineralien auseinandergehalten werden können von denjenigen, bei welchen eine randliche Umwandlung des Augits in compacte braune Hornblende vorliegt. Neben den sonst parallelen Verwachsungen von Augit mit randlicher Hornblende berichtet er auch den Fall, dass dabei die beiden Mineralien in umgekehrter Lage zu einander stehen, was sich daraus ergebe, dass in einem klinopinakoidalen Schnitt die Auslöschungsrichtungen für den Augit 40°, für die Hornblende 20° auf derselben Seite der Spaltrisse betragen.

Am Schluss dieser Besprechungen über die secundären Hornblendegebilde mögen noch die Worte Lossen's angeführt werden, welche in jeder Hinsicht das Richtige treffen:

1. »Die braune und grüne Farbe der Hornblende ist kein entscheidendes Merkmal, um daran ihre primäre oder secundäre Bildung zu erkennen; es gibt vielmehr auch ebensowohl braune durchsichtige secundäre Hornblende, wie auch grüne durchsichtige primäre (z. B. in den Phonolithen).

2. Auch die Faserstructur ist keine absolut leitende Eigenschaft, um darnach allein die secundäre Natur des Minerals feststellen zu können.

3. So häufig auch die Verwachsung von Augit und Hornblende, zumal eine zufolge des Parallelismus beider Orthopinakoide gesetzlich orientirte Umwachsung oder Durchdringung eines Augit-Individuums durch die Hornblende als Folge der Umbildung des ersteren in die letztere erkannt worden ist, so gibt es doch zweifellos auch dergleichen Verwachsungen, die auf ein ursprüngliches Zusammen-

krystallisiren chemisch nahe verwandter Moleküle zurückgeführt werden müssen.«

Da manche Gesteine als primäre Gemengtheile Hornblende und Augit gleichzeitig enthalten, so wird es sich, wenn der letztere die Umwandlung in Uralit durchgemacht hat, um die Unterscheidung dieses secundären Amphibols von jenem primären handeln. Hat der primäre vielleicht den Charakter der braunen basaltischen Hornblende getragen und noch erhalten, so ist diese Auseinanderhaltung leicht; war er aber vielleicht anfänglich grün, oder ist er durch eine auch ihm widerfahrene Veränderung grün und minder compact geworden, so ist man bei einer Unterscheidung beider Amphibole vielfach nur auf Wahrscheinlichkeiten angewiesen.

Die oben ausführlicher besprochene grüne faserige Hornblende ist nicht allemal auf pyroxenische Mineralien, auf Augit oder Diallag zurückzuführen, sondern sie kann unter ganz ähnlicher Erscheinungsweise auch aus dem Olivin (s. diesen) als sog. Pilit hervorgehen, wobei die sehr feinen Faseraggregate mehr ein verworrenes Gefüge zu zeigen pflegen.

Weiterhin kann auch grüne faserige Hornblende entstehen durch eine wohl auf secundärem Wege erfolgende Auflösung compacter Hornblende in Faseraggregate, was vorwiegend bei brauner compacter primärer Hornblende vorzukommen scheint; die letztere verändert bei beginnender Umwandlung z. B. in den Dioriten und Gabbros ihre Farbe in Grün und damit stellt sich parallel der Verticalaxe eine gewisse Zerlockerung, ein Auseinandergehen in einzelne Fasern, ein Umstehen in Büschel schilfiger Nadeln ein, welche ganz strahlsteinähnlich aussehen und in der That als solche von den durch Umwandlung aus Augit hervorgegangenen Uralitfasern nicht unterschieden werden können. Dabei erstrecken sich die Fasern in Räume, welche vormals z. B. von Feldspath eingenommen waren. Mehrfach ist beobachtet worden, dass wo braune Hornblende zu grüner wird, sich die Auslöschungsschiefe bei der letzteren um ein paar Grade vergrössert. — Cross beschrieb einen Umsatz von gewöhnlicher brauner Hornblende in klar blauen strahligen riebeckitartigen Amphibol, wobei bisweilen Aktinolith als Zwischenstadium vorhanden ist; der blaue Amphibol tritt auch randlich als Vergrösserungsmaterial auf (Am. journ. sc. Bd. 39. Mai 1890).

Während sonst so oft der Biotit secundär aus Hornblende hervorgeht, konnte sich Schuster bei der Untersuchung eines californischen Biotitgranits »der Überzeugung nicht verschliessen, dass hier compacte grüne Hornblende an Stelle und in die Form des Biotits getreten sei«. Auch in einem anderen dortigen Vorkommniss hätten sich an Stelle von Biotit, oft unter Beibehaltung der ursprünglichen Form und Begrenzung feinste Faseraggregate pilitischer Hornblende abgesetzt (N. Jahrb. f. M. Beilageb. V. 1887. 465. 463). Linck tritt später ebenfalls dafür ein, dass in Graniten und Minetten (des oberen Amarinerthals) der Biotit von der Hornblende »sozusagen aufgezehrt wird. Bei den einzelnen Biotit-Individuen beginnt die Hornblendebildung am Rande als Ausfaserung, sie setzt sich allmählich bis in die Mitte fort und es resultiren Hornblendeleisten, welche nur noch geringe Spuren oder gar keinen Biotit mehr umschliessen. Bei den Biotit-

nestern durchspicken in der Regel die Hornblendenadeln den Rest von allen Seiten und es verbleibt zuletzt nur Hornblende; gewöhnlich wird bei diesem Vorgang etwas Erz abgeschieden. Diese feinfaserige Hornblende hat eine gewöhnlich sehr blassgrünliche bis bläulichgrüne Färbung mit schwachem Pleochroismus und einer im Maximum bis zu etwa 18° gegen die Faserung betragenden Auslöschungsschiefe« (Mitth. geol. Landesanst. v. Els.-Lothr. Bd. IV. Heft 1. 1892. 7).

Bei der Untersuchung von Umwandlungsproducten der Diabase ist mehrfach (z. B. von Kloos, Hyland) die Ansicht geäussert worden, dass der Plagioklas durch helle Hornblende von uralitähnlichem oder aktinolithischem Charakter ersetzt werde, ein Vorgang, der übrigens durch Beobachtung wirklicher Pseudomorphosen bis jetzt nicht gestützt und in einem Gesteine schwer zu begreifen ist, welches weiter keine die dazu erforderliche Magnesia liefernde Mineralien enthielt und auch über den Verbleib der dabei frei werdenden Thonerde keinen Aufschluss gibt. Wenn in olivinführenden Gesteinen sich an der Grenze von Plagioklas und Olivin aus beiden secundäre Hornblende bildet, so ist dies offenbar ein ganz specieller Process. — Auch Linck berichtet (a. a. O. 49) von einem Conglomerat im oberen Amarinerthal die Erscheinung, »wie Körner von Feldspath und Quarz oder aus diesen beiden Mineralien bestehende Gerölle vom Rande und von den Sprüngen aus von der sich bildenden Hornblende aufgefressen werden. Der Vorgang beginnt damit, dass vom Rande her einzelne Nadeln in die genannten Mineralien hinein sich erstrecken, so dass sie im Allgemeinen senkrecht auf der Umrandung stehen. Die Nadeln werden dichter und dichter, und so entsteht allmählich ein schmaler blassgrüner Saum mit nadelförmigen Fortsätzen nach dem Kerne hin. Dieser Saum verbreitet sich immer mehr und es bleibt zuletzt an Stelle des Feldspathes oder Quarzes ein rundlicher Fleck von graugrüner roh radial angeordneter oder faseriger schilfgrüner bis bläulichgrüner Hornblende«.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich zur Genüge, dass in einem und demselben Gestein zweierlei Hornblende, primäre und secundäre vorkommen und letztere selbst vielleicht wieder verschiedener Entstehung und Ausbildung sein kann.

Der umgekehrte Fall, dass Pyroxen secundär auf nassem Wege aus Amphibol hervorgeht, wird wie es scheint bis jetzt einzig und allein von Cross berichtet; er fand in gänzlich zersetzten Ganggesteinen von Custer Co. in Colorado — als Alterationsproduct von blauem riebeckitartigem Amphibol (der selbst aus gemeinem braunem hervorgegangen ist) sowie als neugebildete schmale steilendigende Prismen und Nädelchen in Feldspath und secundärem Quarz und Calcit — einen hellsmaragdgrünen Pyroxen von der optischen Orientirung ($\mathfrak{a}$ nur wenige Grade von c verschieden) sowie dem Pleochroismus des Aegirins (Am. journ. sc. Bd. 39. Mai 1890).

Glimmergruppe.

Silicate wesentlich von Thonerde und Kali (oder Natron), wozu aber in vielen Glimmern auch Magnesia (und Eisenoxydul) tritt; bisweilen begleitet Lithion das Kali und findet sich neben Thonerde Eisenoxyd; Kalk fehlt gewöhnlich; immer

mit Gehalt an Wasser, welches erst beim Glühen entweicht, oft auch an Fluor. Ungeachtet zahlreicher Analysen ist die chemische Natur sehr vieler Glieder der Glimmergruppe noch nicht ganz befriedigend festgestellt, da anscheinend übereinstimmende Vorkommnisse nicht ungezwungen auf dieselbe Formel zurückgeführt werden können, und andere Glimmer überhaupt zur Annahme sehr complicirter Verbindungen nöthigen. Das Krystallsytem ist monoklin, doch merkwürdigerweise mit einerseits meist scheinbar hexagonaler Entwickelung, indem die Randkantenwinkel und die ebenen Winkel der Basis 120° betragen, andererseits einem Axenwinkel *ac*, welcher 90° (dem des rhombischen Systems) höchst nahe kommt. Was die Lage der optischen Axenebene und den Axenwinkel betrifft, so treten bei scheinbar zusammengehörigen Glimmern und selbst bei solchen desselben Fundorts manche Verschiedenheiten auf. Sehr ausgezeichnet monotom basisch spaltbar, weshalb sich die Glimmer in ungemein feine, meist auch nach starker Biegung von selbst wieder in die ursprüngliche Form zurückkehrende Lamellen zertheilen lassen. Geringe Härte; G. = 2,7 . . . 3; wichtige Gemengtheile vieler und weit verbreiteter Felsarten. — Über die Glimmergruppe vgl. in krystallographischer und chemischer Hinsicht: Tschermak, Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 76. Juliheft, und Bd. 78. Juniheft; auch Z. f. Kryst. II. 1878. 14 und III. 1879. 122. In chemischer Hinsicht: Rammelsberg, Ann. d. Phys. u. Ch., N. F. Bd. IX. 1880. 113. u. 302.

Meroxen, Biotit.

Unter dem Namen Biotit wurden dunkelfarbige Magnesiaglimmer zusammengefasst, welche aber nach den Untersuchungen von Tschermak in zwei Arten auseinandergehalten werden müssen, die sich vorwiegend optisch von einander unterscheiden, den Meroxen und den Anomit. Da aber nach den bisherigen Ermittelungen die weitaus überwiegende Mehrzahl der Biotite zum Meroxen gehört, und nur eine ganz verschwindende Zahl von Vorkommnissen sich als unter den Begriff Anomit fallend erwiesen hat, so mag es, im Anschluss an den üblichen Sprachgebrauch gestattet sein, den einmal eingebürgerten Namen Biotit weiterzuführen, zur Bezeichnung derjenigen dunkeln Magnesiaglimmer, welchen eigentlich der Name Meroxen zukommen würde, oder derjenigen, deren Anomitnatur nicht erwiesen ist.

Monoklin; in den Gesteinen meist dünne Tafeln bildend, durch Vorherrschen von 0P{001}; haben die Randflächen regelmässigen Verlauf, so erscheinen die Tafeln fast immer als Hexagone, mit ebenen Winkeln von 120°; selten in niedrigen Säulen, denen am häufigsten die Combination 0P{001}.∞P∞{010}.P{$\bar{1}$11} (bisweilen auch mit —P{111}) zu Grunde liegt, wobei, wenn auch der Anblick derjenige eines kurzen hexagonalen Prismas zu sein scheint, doch thatsächlich nur das Flächenpaar ∞P∞ auf 0P senkrecht steht; P : 0P = 98° 41′; P : P = 120° 47′. — Die Tafeln, an denen die Basis immer ausgebildet ist, besitzen aber in der sonstigen randlichen Begrenzung sehr oft ganz unregelmässige Ausbildung.

als irregulär polygonale, oder rundliche oder vielfach zerlappte Blätter und Blättchen, weshalb die basischen Schnitte sehr abweichende Contouren aufweisen können; die verticalen oder zur Basis schiefen Schnitte sind immer mehr oder weniger schmal leistenförmig, und erweisen sich in Folge der höchst ausgezeichneten basischen Spaltbarkeit fein-, scharf- und geradlinig longitudinal lamellirt; diese Spaltungsrisse haben noch viel regelmässigeren Verlauf als die in den Längsschnitten der Hornblende. An Biotiten aus Hornblende-Andesiten der Azoren erwähnt zuerst Mügge (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 223), dass in den Randcontouren neben dem Klinopinakoid Orthodomen mP̶∞ oft so vorwiegen, dass die Blättchen als rechteckig erscheinen und als solche an die annähernd hexagonale Symmetrie nicht mehr erinnern. Diese Erscheinung ist auch in manchen anderen Andesiten, in Trachyten und Rhyolithen zu beobachten. Die Glimmertafeln der Minette sind manchmal nach dem Klinopinakoid in die Länge gezogen. Ausser den einzelnen Individuen bildet der Biotit schalige, körnig-blätterige und schuppig-schieferige Aggregate.

Den nicht seltenen Zwillingsbildungen liegt das Gesetz zu Grunde, dass eine gegen 0P senkrechte Fläche, welche in der Prismenzone 0P : ∞P liegt, Zwillingsebene ist, wobei diese Zwillingsebene entweder selbst Verwachsungsebene sein kann, oder die beiden Individuen sich übereinanderschieben, so dass sie sich in einer Ebene berühren, welche fast genau parallel 0P ist; im letzteren Falle betragen an den Rändern der Säulen die einspringenden Winkel P : P = 162° 49′, P : ∞P̶∞ = 171° 19′. In beiden Fällen lagern Individuen von abweichender Orientirung entweder aneinander oder übereinander. Häufig gewahrt man in den Spaltblättchen zwei oder mehrere Individuen unter unregelmässig verlaufenden Grenzen aneinanderstossend oder einander durchdringend. Übrigens sind die Zwillingsbildungen in der Regel nur auf optischem Wege erkennbar.

Parallele Verwachsungen mit Muscovit sind in granitischen Gesteinen und krystallinischen Schiefern nicht selten, wobei der Muscovit die peripherische Umhüllung des Biotits bildet. In Eruptivgesteinen verwächst der Biotit gern mit dunkeln Amphibolen und Pyroxenen, wobei die Spaltungsflächen dieser letzteren mit der Basis des Glimmers parallel gehen.

Mechanische Deformationen werden vielfach beobachtet; sie bestehen in Biegungen der Lamellen, in einer Aufblätterung derselben an den Rändern, in einer gegenseitigen Verschiebung längs der Richtung der vollkommensten Spaltbarkeit, in einer Knickung oder Verschiebung nach den Gleitflächen (wobei sich dann manchmal auf den letzteren allerlei Infiltrationssubstanzen, wie Carbonate oder Eisenerze angesiedelt haben). Ausserdem finden sich häufig Falten und Trennungsfugen parallel der gleich zu erwähnenden Druckfigur, welche auf den Randseiten des sechsseitigen Glimmerblatts senkrecht stehen.

Spaltbark. basisch höchst vollkommen; daher sind die Glimmerschnitte oft mit zahlreichen allerfeinsten Schüppchen bedeckt, welche durch das Schleifen losgelöst, und in eine etwas andere Lage gebracht, bei gekreuzten Nicols während der Einstellung auf Dunkel wie ein blitzender Staub erscheinen. Die durch

das rasche elastische Eintreiben einer scharfen Nadelspitze auf der Basis erhaltene **Schlagfigur** ist ein hexagonaler Stern (oder auch nur ein dreistrahliger Stern); die eine Linie geht parallel dem Klinopinakoid (der sog. charakteristische Radius oder Leitstrahl genannt), während zwei andere Schlaglinien parallel den Kanten 0P : P gehen. Bisweilen entsteht im Centrum dieser Schlagfigur eine Anzahl kleiner ineinandergeschachtelter Hexagone, deren Seiten den Schlaglinien parallel gehen. Zur Hervorbringung der Schlagfigur auf ganz kleinen, aus dem Gestein herausgelösten Glimmerblättchen construirte Lattermann einen kleinen Apparat, bei welchem ein äusserst feines verstellbares Nädelchen durch eine elastische Uhrfeder in das auf einem glattgeriebenen Korkstück als Unterlage ruhende Glimmerblatt eingetrieben wird (vgl. Rosenbusch, Mikrosk. Phys. Mineralien 1885. 177). Denselben Zweck verfolgt ein von K. J. v. Steenstrup in Stockholms Geol. För. Förh. X. 1888. 113 angegebenes einfaches Instrumentchen. — Die sog. **Druckfigur**, welche wohl entsteht, wenn ein am Ende stumpfer Stift in das Glimmerblatt blos eingedrückt wird, ist ebenfalls ein sechs- oder dreistrahliger Stern, welcher aber eine um 30° verwendete Stellung besitzt, indem je ein Strahl desselben auf je einem der Schlagfigur und auf einer Begrenzungslinie des Glimmers senkrecht steht. Die Druckfigur kommt in der Regel weder so scharf, noch so geradlinig, noch so symmetrisch zu Stande, wie die Schlagfigur, auch ist der Mittelpunkt im Allgemeinen weniger zerstört. — Mild, bisweilen fast spröd, in dünnen Lamellen elastisch biegsam. — H. = 2,5 . . . 3; G. = 2,8 . . . 3,2, nicht leicht exact zu bestimmen, wegen der das Schwimmen begünstigenden Lamellenform und der schwierigen Benetzbarkeit. Aus beiden Ursachen brauchen zarte Glimmerblättchen in einer Flüssigkeit von geringerem spec. Gew. nicht unterzusinken. Beim Ätzen entstehen nach Baumhauer regelmässig sechsseitige Vertiefungen.

Braune, schwarze, grüne und graue meist sehr dunkle Farben, im Schnitt tief braun oder grün, mitunter röthlich. Verschieden getönte Anwachsstreifen parallel den Randflächen kommen bei vielen Glimmern, z. B. der Minetten vor und dann pflegen die in den basischen Schnitten aussen liegenden concentrischen Streifen die dunkelsten zu sein; andererseits erfolgt die mit Farbengegensätzen verbundene Zonenstructur auch parallel der Basis und es wechseln dann in den leistenförmigen Verticalschnitten wohl grünliche und bräunliche Lamellen. — Starker metallartiger Perlmutterglanz auf 0P.

Der Brechungsquotient ist nicht sehr gross, die Doppelbrechung aber ziemlich stark, viel kräftiger als bei den Chloriten; Michel Lévy bestimmte $\gamma - \alpha$ am Biotit der Somma = 0,0404, am Biotit von Pranal = 0,060. — Optisch zweiaxig negativ mit oft äusserst kleinem, selten über 15° betragendem Axenwinkel, aber wachsend bis zu 56° in einem schwarzen Meroxen aus dem Albanergebirge; Lattermann beobachtete gar $2E$ am Biotit des Nepelinbasalts vom Katzenbuckel = 62°, an dem des Glimmerandesits von Repistye in Ungarn = 72° 30′. Solche ausnahmsweise grossen Axenwinkel scheinen an mehr roth als braun gefärbte Biotite gebunden. Die Ebene der optischen Axen liegt im Klinopinakoid, geht also in den

sechsseitigen basischen Lamellen parallel einer Randkante und ferner parallel dem Leitstrahl oder charakteristischen Radius der Schlagfigur. Es liegt hier ein sog. Glimmer der zweiten Art vor. Ist der optische Axenwinkel sehr klein, so fällt es schwer dies nachzuweisen. Die spitze Bisectrix (𝔞) weicht sehr wenig von der Normalen auf 0P ab, gewöhnlich nicht mehr als 1°, in seltenen Fällen, wie es scheint bei grossen Axenwinkeln, bis zu 8°. 𝔟 fällt genau mit der Orthodiagonalen b, die stumpfe Bisectrix 𝔠 fast genau mit der Klinodiagonalen a zusammen. Erreicht jene Neigung von 𝔞 zur Normalen auf 0P einen etwas grösseren Werth, so kann dies auch zur Erkennung der aus übereinandergelagerten Lamellen bestehenden Zwillinge dienen, indem dann in den einzelnen Lamellen die Auslöschungsrichtungen wahrnehmbar gegensätzlich schief gegen die Spaltrisse stehen. $\varrho < v$. In Folge des sehr kleinen Axenwinkels sind die Querschnitte meist scheinbar isotrop, zeigen die Längsschnitte meist gerade Auslöschung, parallel und senkrecht zur Spaltbarkeit. Im convergenten polarisirten Licht erscheint bei sehr kleinem Axenwinkel ein dunkles Kreuz, ähnlich dem eines einaxigen Krystalls, welches bei einer Drehung nicht merklich oder nur wenig in Hyperbeln auseinandergeht. — Sehr stark pleochroitisch (stärker als Hornblende), mit bedeutender Absorption in Schnitten, welche nicht parallel zu 0P sind: die senkrecht auf die Lamellirung schwingenden Strahlen (parallel 𝔞) erfahren nur geringe Absorption, die parallel der Spaltbarkeit schwingenden (nach 𝔟 und 𝔠) werden bei den helleren Biotiten stark, bei den dunkleren fast vollständig absorbirt (Schnitte parallel zur Verticalaxe geben also umgekehrtes Verhalten als beim Turmalin). Ein Verticalschnitt zeigt daher das Maximum der Absorption, wenn die Lamellirung parallel dem Hauptschnitt des Polarisators geht, das Minimum, wenn sie senkrecht dazu liegt. Die Absorption von 𝔟 ist bald grösser als die von 𝔠, bald und zwar seltener verhält es sich umgekehrt. An Biotiten vom Vesuv beobachtete Tschermak ausnahmsweise für 𝔞 die dunklere Farbe im Vergleich mit 𝔟 und 𝔠. Horizontal liegende Blättchen zeigen bei der Drehung meist kaum eine Veränderung ihrer Eigenfarbe, bei einem von Osann untersuchten Glimmer mit dem Pleochroismus: 𝔞 nahezu farblos, 𝔟 hellbräunlich, 𝔠 canariengelb, sind natürlich auch Spaltblättchen recht deutlich dichroitisch.

Da bei den Zwillingen die zusammensetzenden Blättchen gewöhnlich mit um 60° verwendeten Randflächen übereinanderliegen, so müssen dieselben bei dem Absorptionsgegensatz der nach 𝔟 und nach 𝔠 schwingenden Strahlen sich in den zur Basis geneigten Schnitten sowohl verschieden pleochroitisch erweisen, als auch etwas abweichende Interferenzfarben zeigen. Bei horizontaler Lage solcher aus verschieden orientirten Zwillingslamellen aufgebauter Biotite durchkreuzen sich im convergenten polarisirten Licht zwei Lemniscatensysteme unter 60°, den Richtungen der Axenebenen entsprechend.

Von den mikroskopischen Interpositionen in den Biotiten sind zunächst die sehr häufigen des Apatits, Magnet- und Titaneisens, Zirkons hervorzuheben. Die Biotite mancher älteren massigen Gesteine (namentlich Diorite, Minetten, Kersantite), auch krystallinischer Schiefer, umschliessen oft in grosser Anzahl

dünne mikrolithische Nädelchen, welche in ihrer Lage häufig drei sich unter 60° durchschneidende Systeme bilden, die meist den Strahlen der Druckfigur parallel gehen (Nädelchen senkrecht auf den Sechsecksseiten des Glimmers), bald aber auch denjenigen der Schlagfigur parallel gehen (Nädelchen parallel den Sechsecksseiten), während in sehr seltenen Fällen alle 6 Systeme zusammen vorkommen; manchmal sind die Nädelchen auch zu Büscheln zusammengruppirt, welche dieselben Richtungen verfolgen, andererseits liegen sie aber auch ganz wirr umher. Diese Mikrolithen sind oft von einer etwas spiessigen oder keulenförmigen Gestalt. Zuerst wurden sie aus dem Biotit des bretonischen Kersantits aufgeführt (F. Z., Sitzgsber. sächs. Ges. d. Wiss. 1875. 222). Über die Natur und den Ursprung dieser Mikrolithen finden sich verschiedene Angaben.

Ein Theil derselben ist als Rutil erkannt worden. Wohl das schönste Vorkommniss dieser Art sind die von G. H. Williams (N. J. f. M. Beilageb. II. 616) im Biotit des Glimmerporphyrits von Unterkirnach im Schwarzwald beschriebenen langen, äusserst dünnen, nadel- oder haarförmigen Einlagerungen, welche regelmässig gruppirt und sich gesetzmässig kreuzend, nur in der Ebene der Basis liegen und auch von ganz kurzen gedrungenen knieförmigen Rutilzwillingen begleitet werden. Williams hält diese Rutileinschlüsse mit Recht für ursprünglich und gleichzeitig mit dem Glimmer gebildet und es ist bemerkenswerth, dass nach seiner Angabe dieselben nur dann in ihrer Schönheit und Regelmässigkeit auftreten, wenn der Glimmer ganz frisch ist, sowie dass sie bei der Zersetzung des Glimmers entweder gänzlich verschwunden oder sehr spärlich vertreten sind. Auch Gylling (Stockh. geol. För. Förh. VI. 1882. 162), welcher andere Interpositionen krystallographisch und physikalisch als Rutil bestimmte, herz- und knieförmige Zwillinge beobachtete, hebt hervor, dass sie im frischen braunen Glimmer scharf und zierlich ausgebildet und nach gesetzmässigen Richtungen geordnet sind, während sie im grünlich veränderten Biotit regellos vertheilt liegen, mit oft wie angefressenen Kanten und pinselförmig ausgefaserten Enden. v. Miklucho-Maclay beobachtete im Glimmer des Granits von den Greifensteinen Zwillinge und Drillinge, die er zum Rutil zu rechnen geneigt ist, maass auch in dem aufbereiteten Granitpulver einen wirklichen Rutilkrystall, von welchem es freilich nicht feststeht, ob er in dem Glimmer eingewachsen war (N. Jahrb. f. Min. 1885. II. 88). — Kalkowsky dagegen besagt für die hier wirr einander durchkreuzenden Büschel im Biotit des Glimmerschiefers von Zschopau, welche ihrer Natur nach allerdings unbestimmt gelassen und nicht als Rutil angesprochen wurden, dass dieselben sich, und zwar als secundäre Producte, nur in gebleichten Biotiten finden, es scheint ihm aber, dass bei fortschreitender Zersetzung diese Producte wieder verschwinden (Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 701); er betont (N. J. f. Min. 1880. I. 33) nach weiteren Mittheilungen zum dritten Mal für den Biotit im Gneiss des oberpfälzer Waldes, dass diese unbekannten Nadeln nicht im braunen, sondern im grünlich zersetzten Glimmer vorkommen. Cross schliesst sich dieser Beschränkung für Biotit in bretonischen Gneissen an (Min. u. petr. Mitth. 1881. II. 373). Nach Cohen wird der Rutil in einem und demselben

Gestein oft nur in zersetztem Glimmer beobachtet, während er in dem frischen vollständig fehlt (N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 194 und 1884. I. 23 Ref.). Auch Sandberger fand im Glimmer von Bodenmais und Ontario regelmässig eingewachsene Nadeln von fast reiner Titansäure, aber nur in zersetztem oder umgewandeltem Glimmer (ebenda 1881. I. 258 und 1882. 192). Desgleichen hat sich W. Salomon für die secundäre Natur der Rutilnädelchen ausgesprochen (Z. geol. Ges. XLII. 1890. 540), während wieder Dathe für diejenigen im Biotit eines Gneisses die primäre für zweifellos hält, u. a. weil sie in den schon etwas veränderten Glimmern nicht häufiger sind (Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1888. 316). Auch die den unterkirnachern ganz ähnlichen Rutileinschlüsse in nahezu völlig reinem Biotit eines Balkangranits sind nach Rosiwal »hier zweifellos primär« (Denkschr. Wien. Ak. LVII. 1890. 301).

Diese einander völlig widersprechenden Angaben sind kaum anders als durch die Annahme zu vereinigen, dass es in den Biotiten sowohl primären als secundären, erst bei der Zersetzung (wohl aus dem Titangehalt, vielleicht auch hin und wieder aus den Eisenerz-Einschlüssen) sich entwickelnden Rutil gibt. In den Kersantiten der Bretagne liegen die Nadeln, deren Zugehörigkeit zum Rutil sich hier allerdings nicht sicher erweisen lässt, ohne Zweifel ebensowohl in den braunen als in den seegrün gebleichten Biotiten, entgehen natürlich in den ersteren leichter als in den letzteren der Beobachtung. Überhaupt ist das Auftreten im frischen Biotit gar nicht so selten, und weiterhin muss wohl auch berücksichtigt werden, dass die Rutilnädelchen vielfach in solcher Menge in den Biotiten liegen (Salomon hebt hervor, dass »die dichten Gewebe die Blättchen ganz und gar erfüllen«), dass man dem Biotit gar nicht einen so grossen ursprünglichen Gehalt an Titansäure zuschreiben kann, wie er erforderlich wäre, um alle diese Nädelchen von Titansäure aus sich heraus zu produciren. Einen Beweis für die primäre Natur der Mikrolithen erblickt O. Meyer mit Recht in der Beobachtung, dass dieselben in Gesteinen des Gotthardtunnels aus dem Biotit heraus mitten in den benachbarten Quarz hineinragen (Z. geol. Ges. 1878. 8). Auch Kuch machte dieselbe Wahrnehmung am Biotit eines westafrikanischen Gneisses (Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 97). Cathrein betont, dass gegen die Entstehung des Rutils aus dem Glimmer die Häufigkeit desselben in ganz frischen Biotiten, sowie besonders noch sein analoges Auftreten in ganz farblosen Muscoviten und Sericiten spricht, welche gar keine Titansäure zur Bildung desselben besitzen.

Als primäre Rutileinlagerungen im Biotit scheint man — wie dies auch die Ansicht Cathrein's (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 151) ist — diejenigen betrachten zu müssen, bei welchen sich die Nadeln unter Winkeln von 30°, 60° oder einem Multiplum davon schneiden; da diese gesetzmässige Anordnung nicht auf eine Zwillingsbildung des Rutils selbst zurückzuführen ist (bei dessen Zwillingen nach P∞{101} und 3P∞{301} die Prismenaxen unter 114°25′ resp. 54°43′ geneigt sind), auch andere Einschlüsse, wie Turmalin und Eisenglanz von zweifellos primärer Natur die gleiche Anordnung zeigen, so kann hier der orientirende Einfluss nur von dem Glimmer selbst ausgegangen sein; letzteres ist aber wohl

blos bei einer primären Verwachsung denkbar. — Ganz unregelmässige Einlagerung der Rutilnädelchen dürfte, wenn sie auch mit einer primären Einlagerung nicht unvereinbar ist, doch wohl mehr für secundäre Entstehung sprechen. — Cross beobachtete, wie im Biotit eines bretonischen Diorits gelbe Körner und Prismen wahrscheinlich von Rutil nach Art des sog. Titanomorphits einen Hof um nigrinähnliche Erzkörnchen bilden.

Nun kommen aber im Biotit auch Mikrolithen, lineare Aneinanderreihungen von Körnchen, längliche isolirte Körnchen vor, welche nicht dem Rutil, sondern dem Epidot angehören. Schon Kalkowsky hat für kleine, stark lichtbrechende gelbliche »Schüppchen« im Biotit von Zschopau an Epidot gedacht (Z. geol. Ges. 1876. 701). Cohen glaubte (Geogn. Beschr. d. U. von Heidelberg 1881. 159) trübe grau durchscheinende Gebilde und gelbe durchsichtige Mikrolithen, die sich bald als spiessige Formen, bald als zierliche Kryställchen ausgebildet, unter 60° schneiden, in Biotiten aus odenwälder Minetten als secundär entstandenen Epidot recht gut deuten zu können. Auch Lossen hielt es für möglich, dass gewisse Interpositionen im ausgebleichten oder chloritisirten Biotit des Kersantits von Michaelstein Epidot seien (daneben erwähnt er aber auch primäre haarfeine Rutilnädelchen, die leicht mit jenen als secundär gedeuteten Mikrolithen verwechselt werden könnten, Jahrb. preuss. Landesanst. 1880. 24). Zuerst hat wohl Cross den Epidot als erkennbares epigenetisches Product aus Magnesiaglimmer bretonischer Diorite aufgeführt (Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 400). Bei einem Glimmerporphyrit des niederösterreichischen Waldviertels fand Becke in dem zu einem intensiv grünen chloritischen Umwandlungsproduct zersetzten Biotit ein stark lichtbrechendes und stark pleochroitisches Korn von wirklichem Epidot, auch in den basischen Schnitten Reihen von Epidotkörnern, angeordnet nach drei unter 60° geneigten Richtungen. »Es wäre nicht unmöglich, dass ein Theil der so häufig bei der Umwandlung des Biotits auftretenden, gewöhnlich ähnlich orientirten Nadeln und Stacheln gleichfalls Epidot ist.« Später hat dann in einem Biotit vom Fuss des Greiners Cathrein die grünlichgelben Interpositionen mikroskopisch und chemisch mit Sicherheit als Epidot erkannt (Z. f. Kryst. XII. 1887. 593). — Die Umsetzung des Magnesiaglimmers zu Epidot ist chemisch nur erklärlich durch eine Zufuhr von Kalklösungen, welche aus benachbarten sich zersetzenden Kalksilicaten (Plagioklasen, Pyroxenen, Amphibolen) stammen.

Die Unterscheidung von Rutil und Epidot im Biotit wird in vielen Fällen wegen der Kleinheit der Objecte schwierig sein. Im Allgemeinen dürften die mehr körneligen Einlagerungen eher dem letzteren als dem ersteren angehören. Auch ist es nicht wahrscheinlich, dass der gewöhnlich secundäre Epidot in völlig frischem Biotit sich finden sollte. Die in gebleichtem Glimmer auftretenden langen compacten Nadeln scheinen mehr als Rutil angesprochen werden zu dürfen, sei es, dass derselbe, auch bereits im frischen Glimmer primär vorhanden gewesen, sich während der Zersetzung erhalten hat, oder erst während derselben secundär entstanden ist.

Schwerdt beobachtete in einem braunen Biotit eines Glimmerschiefers im

n.ö. China gesetzmässige Eisenglanz-Einlagerungen, sowohl braunroth durchscheinende hexagonale Tafeln, als auch längere, stabartige Gebilde genau derselben Substanz, welche sich regelmässig unter 60° durchkreuzen; es ist darnach nicht unmöglich, dass als Rutil geltende Einlagerungen Eisenglanz sein könnten (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 209). Hellgrüne Diopsidkryställchen liegen im Biotit des Nephelindolerits vom Katzenbuckel, nach Rosenbusch in demjenigen des Elaeolithsyenits von Rio Janeiro. Cathrein gibt an, dass in dem Biotit eines tiroler Uralitporphyrits scharf ausgebildete Kryställchen und Zwillinge von Titanit, bisweilen in drei Richtungen unter 60° liegen, doch ist nach der Beschreibung das einschliessende Mineral vielleicht mehr ein chloritähnliches Umwandlungsproduct (vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1888. II. Ref. 59).

Längs der durch Gesteinspressung hervorgerufenen Druck- und Schlagfigurenflächen des Biotits können allerhand secundäre Infiltrationsproducte eingedrungen sein, welche weder mit primären Einlagerungen noch mit secundären Umwandlungssubstanzen verwechselt werden dürfen.

Flüssigkeitseinschlüsse werden, wie Rosenbusch mit Recht angibt, im Dünnschliff kaum, wohl aber bei aufmerksamer Beobachtung recht oft in lose abgehobenen Blättchen erkannt. Glaseinschlüsse sind nicht bekannt.

Chem. Zus. äusserst verschiedenartig: charakteristisch und unterscheidend vom Kaliglimmer ist der meist von 10 bis 30% schwankende Gehalt an Magnesia, und der oft bedeutende Gehalt an Eisen, welches zum Theil Oxydul ist; neben diesen beiden Basen tritt aber stets Kali (5 bis 11%), auch etwas Natron auf, während die Sesquioxyde (Thonerde 11 bis 20% sowie Eisenoxyd 1 bis 13%) meist in umgekehrten Verhältnissen, aber in Summa etwas weniger vorhanden sind, als in den Kaliglimmern. Der Gehalt an Kieselsäure pflegt zwischen 38 und 43% zu schwanken, dabei ist zuweilen ein kleiner Theil derselben durch Titansäure vertreten. Ein wenig Fluor ist oft, etwas Wasser stets vorhanden. Aus der Discussion der brauchbaren Analysen (derjenigen, welche beide Oxyde des Eisens getrennt haben) folgert Rammelsberg, dass diese Glimmer sämmtlich Mischungen von neutralen Silicaten sind: sie bestehen in wechselnden Verhältnissen aus $m\overset{I}{R}_4SiO_4$, $n\overset{II}{R}_2SiO_4$, $v(\overset{VI}{R}_2)_2Si_3O_{12}$, worin $\overset{I}{R} = K$ (und H, auch Na), $\overset{II}{R} = Fe$ und Mg, $(R_2) = (Al_2)$ und (Fe_2). Während aber diese Zusammensetzung bei gewissen Glimmern scharf hervortritt, wenn alles Wasser als basisch betrachtet wird, führen andere Glimmer auf diese Mischung von neutralen Silicaten schon ohne Einrechnung des Wasserstoffs als einwerthiges Element. Auch nach Clarke können alle Glimmer betrachtet werden als Substitutionsproducte von $Al_4[SiO_4]_3$. — Tschermak betrachtet die Meroxene als Mischungen der Substanzen $H_3K_3(Al_2)_3Si_6O_{24}$ (Muscovit) und $Mg_{12}Si_6O_{24}$ (eine Polymerie des Olivinsilicats) in dem Verhältniss 1 : 1 oder 2 : 1, auch intermediäre Mischungen: (Al_2) ist durch (Fe_2) und Mg durch Fe theilweise vertreten. A. Knop gelangte durch Discussion von 6 seiner Analysen reiner Biotitvarietäten zu dem Ergebniss, dass darin $(Si + Ti) : \overset{VI}{R}_2$ (nämlich Al_2, Fe_2, Cr_2) $: \overset{II}{R} = 3 : 1 : 4$, daher die Formel

$\overset{II}{R}_4 \overset{VI}{R}_2 Si_3 O_{13}$ sei. »Will man aus Gründen der Entwickelungsgeschichte den Amphiboltypus in ihnen hervortreten lassen, dann kann man diese Formel auch schreiben $R_3 Si_3 O_9 + R(Al_2) O_4$ und der Biotit würde nach dieser Auffassung als eine Molekülverbindung von Amphibolsubstanz + Spinell betrachtet werden können« (Z. f. Kryst. XII. 1887. 607). — Die Magnesiaglimmer sind meist schwer schmelzbar zu grauem oder schwarzem Glas und geben mit Flüssen eine starke Reaction auf Eisen; von Salzsäure werden sie wenig angegriffen, von concentrirter Schwefelsäure dagegen vollständig zersetzt mit Hinterlassung eines weissen Kieselskeletts.

Bei der Umwandlung des Glimmers handelt es sich einerseits um eine blosse Bleichung, welche vorwiegend nur auf einer Auslaugung des Eisengehalts zu beruhen scheint, andererseits um eine Entstehung von Chlorit und begleitenden Substanzen. Im ersteren Falle geht das Braun von dem Rande aus in Grün über, welches dann allmählich durch ganz blasse Töne zu Silbergrau werden kann. Da künstlich durch Säuren eine gleiche Veränderung erzeugt werden kann, so scheint die Ausbleichung in der Natur durch kohlensaure Gewässer verursacht zu werden. Gar nicht selten erfolgt diese Veränderung des Braun in das Grün in den abwechselnden Glimmerlamellen verschieden rasch, sodass dann braune und grüne mit einander alterniren. Bei diesem Process bleiben, wenigstens lange Zeit hindurch, die optischen Eigenschaften erhalten, nur der Pleochroismus erleidet natürlich eine merkliche Abschwächung. Die Ausbleichung schreitet manchmal ganz unregelmässig vor, bisweilen sich blos auf einzelne Flecken beschränkend, oder buchtenartig nach Sprüngen, welche den Linien der Druckfigur entsprechen. Ein solcher secundär gebleichter Biotit darf selbstverständlich nicht mit Muscovit verwechselt werden. Mit dieser Veränderung ist mitunter eine Auffaserung in einzelne Strähne verbunden. Bei der Umwandlung in Chlorit setzen sich, ebenfalls unter Einbusse der starken Absorption des parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahls, schuppig-faserige, schwach doppeltbrechende und kräftig pleochroitische, heller grüne Aggregate des letzteren an die Stelle des Biotits, wobei oft zunächst die Leisten des Glimmers wellig gebogen oder aufgeblättert werden. Die beste Spaltbarkeit des so entstehenden Chlorits pflegt stets mit derjenigen des Glimmers zusammenzufallen. Hand in Hand damit geht eine Entwickelung von Eisenerzen, Quarz, Epidot, seltener von Carbonaten, und diese Substanzen bilden dann auch die Endproducte der Umwandlung des Chlorits selbst. — Bei Gelegenheit der Chloritisirung kann sich nach vielen Beobachtungen die Titansäure des Biotits als Anatas oder Brookit (vgl. diese) ausscheiden; s. weiterhin oben die Angabe über Titanit. — Über die angegebene Umwandlung des Biotits in Hornblende vgl. secundäre Hornblende. — Pseudomorphosen von parallelschuppigen stahlgrauen Eisenglanz-Aggregaten nach Biotit lehrte O. Herrmann aus dem Biotitgranit von Schluckenau kennen; sie durchlaufen zuerst das Stadium von Schüppchen rothen Eisenrahms und wandeln sich endlich selbst in Eisenoxydhydrat um (Z. geol. Ges. XLIV. 1892. 341).

Die in porphyrischen Gesteinen früh ausgeschiedenen und den Einflüssen

des Magmas unterworfen gewesenen Magnesiaglimmer haben sich dabei randlich oder selbst tief einwärts umgewandelt und zwar hauptsächlich in eine dunkle körnelige Masse, welche, den ebenso aus der Hornblende entstehenden Producten höchst ähnlich, vorwiegend aus grünlichen oder gelblichen Augitpartikelchen und Magnetit besteht; ausserdem wird bei dieser magmatischen Veränderung bisweilen eine Neuproduction sehr kleiner Biotitblättchen bewirkt.

Der Biotit ist ein weitverbreiteter Gemengtheil vieler Felsarten; er erscheint theils als wesentlicher, theils als accessorischer Gemengtheil in vielen älteren und jüngeren Massengesteinen und zwar sowohl in gleichmässig körnigen als in porphyrischen wie Graniten, Syeniten, Minetten, Dioriten, Kersantiten, Diabasen, Rhyolithen, Trachyten, Andesiten, Basaltgesteinen u. s. w. In den porphyrischen pflegt er vorwiegend als grössere ältere Ausscheidung von stets brauner Farbe aus der Grundmasse aufzutreten und sich weniger an der eigentlichen Zusammensetzung der letzteren zu betheiligen; auch in den gleichmässig körnigen Massengesteinen ist er, ebenfalls ganz vorwiegend von brauner, nur äusserst selten von grüner Farbe, eines der älteren Festwerdungsproducte, fast immer älter als Quarz oder Feldspath, meist auch älter als Hornblende und Augit. Ferner spielen seine chocoladebraunen Blättchen eine wichtige Rolle unter den Neubildungsproducten in Contactgesteinen der Graniteruptionen. Sodann ist aber der Biotit ein Hauptgemengtheil in vielen krystallinischen Schiefern, in Gneissen, Glimmerschiefern u. s. w.; hier fehlt ihm die selbständige Krystallgestalt, die in den Massengesteinen doch vielfach entwickelt ist, gänzlich; er bildet irregulär contourirte, oft nach den Structurlinien der Schiefer in die Länge gezogene Blättchen oder Flasern. Auch hier waltet die braune Farbe vor, indessen erscheint doch manchmal eine grüne.

Anm. Breithaupt's Rubellan, dessen hexagonale Tafeln sich durch bräunlichrothe bis fast ziegelrothe Farbe, Undurchsichtigkeit, Sprödigkeit und Unbiegsamkeit auszeichnen, ist wohl in den meisten Fällen ein nicht homogenes, auf verschiedenen Stadien befindliches Umwandlungsproduct von Magnesiaglimmer mit starker Ausscheidung von Eisenoxyd (Hollrung in Min. u. petrogr. Mitth. V. 304); er findet sich als Gemengtheil oder als Einschluss in Melaphyren, Basalten und Laven.

Anomit. Mit diesem Namen bezeichnete Tschermak Magnesiaglimmer, welche dem Meroxen äusserlich und chemisch völlig entsprechen, auch die physikalischen Eigenschaften mit ihm theilen, bis auf den Unterschied, dass die optische Axenebene nicht wie beim Meroxen parallel mit, sondern senkrecht auf $\infty P\infty$ gerichtet ist, also in den sechsseitigen basischen Lamellen auch senkrecht auf einer Randkante und senkrecht zum Leitstrahl der Schlagfigur steht. Der Anomit ist ein sog. Glimmer der ersten Art. Der Winkel der optischen Axen meist 12°—16°, aber auch kleiner als 12° und grösser als 16°. Die Abweichung der spitzen Bisectrix (a) von der Normalen auf 0P ist in den aus übereinandergelagerten Lamellen bestehenden Zwillingen manchmal deutlich zu gewahren, und geht in den Gesteinen bis zu 4°; hier fällt die stumpfe Bisectrix c mit der Ortho-

diagonalen b zusammen und $\mathfrak{b}$ fast mit a. Unter den zu den Anomiten gerechneten Glimmern findet sich sowohl die Dispersion $\varrho < v$ (diese, mit den Biotiten übereinstimmend, wird meist bei den gesteinsbildenden getroffen) als auch diejenige $\varrho > v$ (in anderen Vorkommnissen). Farbe der gesteinsbildenden immer braun oder rothbraun, in anderen Vorkommnissen auch wohl grün.

Der Anomit, welcher demzufolge nur bei regelmässiger Begrenzung seiner Tafeln oder auf Grund der Erzeugung der Schlagfigur auf optischem Wege von dem Biotit unterschieden werden kann, ist bis jetzt nur in wenigen Gesteinen nachgewiesen worden: im Quarzdioritporphyrit von Steinegg im niederösterr. Waldviertel (sechsseitige Tafeln bis 6 mm gross, mit etwas hellerem grünlichbraunem zweiaxigem Kern und einaxig erscheinender dunkler schwarzbrauner Hülle, nach Becke, Min. u. petr. Mittheil. V. 1883. 151), im Melilithbasalt von Alnö in Vesternorrland, Schweden (Eichstädt, Stockholms Geol. Fören. Förh. VII. 1884. 194), im Quarzglimmerdiorit von Marlesreuth im Frankenwald (Pöhlmann, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. III. 72), im Glimmerporphyrit von Allzunah im Reg.-Bezirk Erfurt (Rosenbusch, Mass. Gest. 1887. 451), im Kersantit von Michaelstein bei Blankenburg am Harz, im Glimmerandesit von Repistye bei Schemnitz, im Nephelindolerit des Katzenbuckels (nach Lattermann, an den letzten drei Orten neben Biotit), in der augitführenden Minette von der Fuchsmühle bei Weinheim im Odenwald (Rosenbusch, Mass. Gest. 1887. 310), im Trachyt vom Monte Amiata in Toscana (ebenfalls neben Biotit, zufolge J. F. Williams); in einem hypersthenführenden Gneiss aus dem Flussbett des Paugani in Ostafrika (Rosiwal, Denkschr. Wiener Akad. LVIII. 1891. 472).

Phlogopit ist ein mit dem Meroxen (Biotit) formell ganz übereinstimmender Glimmer der zweiten Art, welcher chemisch einen fast eisenfreien Magnesiaglimmer darstellt. Von rother, gelber und brauner Farbe und schwachem Pleochroismus; bisweilen mit ausgezeichnetem Asterismus, welcher durch sehr feine farblose sich regelmässig unter 60° oder 30° durchkreuzende Nädelchen von Rutil oder Turmalin hervorgebracht wird; besonders schön sind die von Sandberger beschriebenen sagenitischen Rutilgitter im Phlogopit von Ontario in Canada (N. J. f. Min. 1882. II. 192), welche in glänzend braunen ganz unzersetzten Partieen fehlen und als secundäre Ausscheidungen betrachtet werden; auch Cohen hält den Rutil im Phl. aus dem körnigen Kalk von Markirch für Neubildungen (ebendas. 194). Findet sich als accessorischer Gemengtheil in körnigen Kalksteinen, welche zu den krystallinischen Schiefern gehören.

Lepidomelan: kleine sechsseitige Tafeln, welche körnig-schuppige Aggregate bilden; etwas spröd; G. = 3 und wenig darüber; rabenschwarz, stark glasglänzend; Ebene der optischen Axen (Axenwinkel ca. 4°—8°) parallel dem Klinopinakoid. Chemisch ein fast ganz magnesiafreier oder sehr magnesiaarmer, ca. 9—10 % Kali haltiger Eisenglimmer. Von Salzsäure oder Salpetersäure wird er ziemlich leicht zersetzt mit Hinterlassung eines Kieselskeletts. Zu ihm gehören gewisse früher zu den Biotiten gerechnete dunkle Glimmer aus Graniten

und Gneissen (Harzburg, Freiberg, Leinster und Donegal in Irland, Sutherland in Schottland), auch aus norwegischen Syeniten.

Zinnwaldit, Lithionit.

Formen wie beim Biotit, vielfach Zwillinge mit Aufeinanderlagerung der Individuen; oft auf der Basis fein federförmig in sechs Systeme gefaltet, wobei die Falten auf den Randflächen der Tafel senkrecht stehen. G. = 2,816 ... 3,2. Als Gesteinsgemengtheile meist braun bis schwarz, äusserlich leicht mit Biotit zu verwechseln. Die Ebene der optischen Axen liegt im klinopinakoidalen Hauptschnitt; scheinbarer Axenwinkel bis 65°, doch kommen auch bei den eisenreichen Varietäten kleine Axenwinkel vor, ja es finden sich Blättchen, in welchen der Axenwinkel fast 0 wird. Die Abweichung der negativen spitzen Bisectrix (𝔞) von der Normalen auf 0P ist bei den hellen Zinnwalditen besser als bei den dunkler gefärbten wahrzunehmen. Der Pleochroismus tritt bei den helleren weniger als bei den dunkleren hervor; die Absorption nach 𝔠 (fast mit *a* zusammenfallend) ist allenthalben stärker als die nach 𝔟 (mit *b* zusammenfallend), letztere stärker als die nach 𝔞 (fast mit *c* zusammenfallend). — Als mikroskopische Einschlüsse sind in ihnen Rutil, Zirkon, Zinnstein und Topas — theilweise schwierig von einander zu unterscheiden — erkannt worden. In chemischer Hinsicht sind diese Glimmer charakterisirt durch den Gehalt an Lithion, welcher meist $1\frac{1}{2}$ bis 5 % beträgt, neben welchem aber das Kali in grösserer absoluter Menge (Natron nur sehr spärlich) auftritt; ferner sind sie ausgezeichnet durch den bedeutenden Gehalt an Fluor (4—8 %), sodann im Gegensatz zu dem Lepidolith durch die Gegenwart von 8—15 % Eisenoxydul (daneben auch etwas Oxyd). Nach Tschermak sind die Zinnwaldite zusammengesetzt aus $K_6(Al_2)_3Si_6O_{24}$, ferner $Fe_{12}Si_6O_{24}$ und $Si_{10}Fl_{24}O_8$ in dem Verhältniss 10:2:3; die Kaliumverbindung ist zur Hälfte von der entsprechenden Lithiumverbindung, die Fluorverbindung zum Theil von der entsprechenden Wasserstoffverbindung vertreten. Sandberger fand in einigen Vorkommnissen eine nicht unbeträchtliche Borsäure-Reaction. Im Kolben oder Glasrohr geben die Zinnwaldite Reaction auf Fluor; v. d. L. schmelzen sie sehr leicht unter Aufwallen zu einem farblosen, braunen oder schwarzen Glas, wobei die Flamme roth gefärbt wird (zumal bei Zusatz von etwas Flussspath und saurem schwefelsaurem Kali); von Säuren werden sie roh unvollständig, nach vorheriger Schmelzung aber vollkommen zerlegt. — Diese Glimmer finden sich als Gemengtheile von Graniten mit Gehalt an Zinnerz und häufig an Topas (Erzgebirge, Centralfrankreich, Cornwall u. a. O.).

Muscovit, Kaliglimmer.

Monoklin, mit Formen, welche denjenigen des Biotits sehr ähnlich sind; in den Gesteinen als rhombische oder sechsseitige Tafeln mit schief angesetzten Randflächen, selten als Säulen oder spitze Pyramiden, namentlich häufig als ir-

reguläre Lamellen. Die Zwillinge sind in derselben Weise wie die des Biotits gebildet. Auch in schaligen, blätterigen, schuppigen Aggregaten. — Spaltb. ebenfalls basisch höchst vollkommen; in Folge dessen zeigen basische Schnitte auf ihrer Oberfläche viele allerfeinste Schüppchen, welche, beim Schleifen losgerissen, buntfarbig irisiren. Die Spaltungsflächen sind oft faserig gestreift oder fein gefältelt. Die Schlaglinien liegen den Hexagonkanten parallel. Häufig zeigt der Muscovit auch Gleitflächen, welche zuerst von M. Bauer richtig erkannt wurden; sie liegen gewöhnlich den Richtungen der Flächen $-\not{P}3$ und $\frac{1}{2}\not{P}\infty$ parallel. — Mild, in dünnen Lamellen elastisch biegsam; H. = 2...3; G. = 2,76...3,1, also leichter als Biotit, Lepidomelan, Zinnwaldit und deshalb in hinlänglich schwerer Flüssigkeit von diesen Glimmern trennbar. Farblos, oft weiss in verschiedenen Nüancen, besonders gelblich-, graulich-, grünlich- und röthlichweiss, aber daraus in gelbe, graue, grüne und braune Farben übergehend, welche jedoch gewöhnlich nicht sehr dunkel werden; metallartiger Perlmutterglanz, pellucid in hohen und mittleren Graden. In den Schnitten farblos, hellgelblich, hellgrünlich. Pleochroismus zwar nicht wahrzunehmen, wohl aber ist erkennbar, dass die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen weit stärker absorbirt werden als die senkrecht zu derselben schwingenden. — Recht stark doppeltbrechend und deshalb lebhafte Interferenzfarben liefernd; M. Bauer bestimmte $\alpha = 1{,}537$, $\beta = 1{,}541$, $\gamma = 1{,}572$; daher $\gamma - \alpha = 0{,}035$; genau denselben letzteren Werth fand Michel Lévy am Muscovit des Granits von Montchanin (Saône-et-Loire). Optisch zweiaxig, mit sehr verschiedenen Neigungswinkeln der optischen Axen (40° bis über 70°), wie namentlich zuerst von Sénarmont (1851) festgestellt wurde. Sollas glaubt, dass in irischen Muscoviten aus Granit der optische Axenwinkel um so grösser sei, je mehr der Magnesiagehalt zurücktrete. Übrigens ist der Winkel in demselben Individuum nicht stets constant. Die Ebene der optischen Axen steht stets senkrecht auf dem Klinopinakoid, also auch senkrecht auf dem Leitstrahl der Schlagfigur; es liegt demnach hier ein Glimmer der ersten Art vor. Entgegenstehende Angaben beziehen sich theils auf Zinnwaldite, theils auf Glimmer ohne Seitenflächen, für welche, bevor die charakterisirende Hinweisung vermittels der Schlagfigur bekannt war, die Orientirung nicht sicher durchgeführt werden konnte. Die spitze negative Bisectrix ($\mathfrak{a}$) weicht unbemerkbar wenig von der Normalen auf 0P ab; die stumpfe Bisectrix $\mathfrak{c}$ fällt genau mit der Orthodiagonalen b zusammen, $\mathfrak{b}$ beinahe genau mit a.

Die chem. Zus. fügt sich in sehr vielen Fällen der Formel $H_4K_2(Al_2)_3Si_6O_{24}$, worin K_2 auch die geringe Menge von Na_2 und Fe, sowie (Al_2) die geringe von (Fe_2) begreift. Der Kieselsäuregehalt beträgt ca. 45—47, der Kaligehalt ca. 9—11 %. Es ist sehr bemerkenswerth, dass genau dieselbe Formel neutraler Silicate mit $\overset{I}{R}_2 = Na_2$ in der Nephelingruppe, und mit $\overset{I}{R}_2 = Ca$ beim Anorthit wiederkehrt. Kalk und Magnesia erscheinen in der Substanz aller Kaliglimmer sehr untergeordnet, was übrigens in Betreff des Kalks auch für die Magnesia- und Lithionglimmer gilt, denen er meist gänzlich fehlt. Beim Erhitzen geben diese

Glimmer Wasser, welches auf Fluor reagirt; übrigens schmelzen sie mehr oder weniger leicht zu trübem Glas oder weissem Email; von Salzsäure oder Schwefelsäure werden sie nicht angegriffen.

Muscovit-Spaltblättchen aus Granit von Leinster (Irland) zeigen bei schwacher Vergrösserung zwischen gekreuzten Nicols, namentlich in der 45°-Stellung, Aufbau aus vielen scharf sechsseitigen Zonen, welche, wahrscheinlich auf Grund von Abweichungen in dem Werth $\gamma - \alpha$ mehr oder weniger verschiedene Polarisationsfarben aufweisen, aber natürlich sämmtlich gleichzeitig auslöschen (Sollas). — Fremde Interpositionen sind nicht häufig und bestehen wohl aus Apatitnädelchen, Magnetit, Zirkon; Sorby gewahrte auch Flüssigkeitseinschlüsse im weissen Glimmer des Granits, welche aber jedenfalls höchst selten sind. — Lamellirte Verticalschnitte von Muscovit könnte man bei der Betrachtung im gewöhnlichen Licht vielleicht mit zwillingsgestreiftem Plagioklas verwechseln, vor welchem Irrthum die Untersuchung im polarisirten Licht behütet. Spaltblättchen von Muscovit werden vom Talk optisch leicht im convergenten Licht durch die zweiaxige Interferenzfigur mit dem grossen Axenwinkel unterschieden. — Während der Muscovit so oft als Product der Umwandlung vieler Mineralien — wie unter den gesteinsbildenden des Orthoklases, Cordierits, Andalusits, Disthens, Leucits, Granats u. s. w. — entsteht, erscheint er selbst der gewöhnlichen Verwitterung gar nicht unterworfen, sondern allenthalben, selbst in recht zersetzten Gesteinen von charakteristischer Frische.

Der Kaliglimmer oder Muscovit spielt eine grosse Rolle in den krystallinischen Schiefern, in den Glimmerschiefern, Phylliten, Gneissen; in den massigen Gesteinen tritt er indess ganz gegen den Biotit zurück; zwar erscheint er in einem Theil der Granite und sehr spärlich in vereinzelten Quarzporphyren, aber sämmtlichen älteren Eruptivgesteinen basischeren Charakters ist er ganz fremd und in allen jüngeren Eruptivmassen der Tertiärzeit, in denen der Biotit so weite Verbreitung besitzt, fehlt er überhaupt vollständig. Reichlich betheiligt er sich dagegen an klastischen Gesteinen, an Sandsteinen, Thonschiefern, Grauwacken.

Der von List eingeführte, äusserlich talkähnliche Sericit gehört auch zu dem Muscovit und stellt davon eine makroskopisch dichte Aggregationsform dar, welche sich zu ihm etwa in ähnlicher Weise verhält, wie Speckstein zu Talk und gewöhnlich in der Gestalt langer schmaler Leisten erscheint. Als Aggregat weist der Sericit die dem schlichtblätterigen Kaliglimmer eigene Elasticität nicht auf; er ist sehr weich und mild, lauchgrün, grünlich- oder gelblichweiss, seidenglänzend, fettig anzufühlen, hat G. = 2,809, und besteht nach der sorgfältigsten Analyse reinen Materials durch Laspeyres aus 45,36 Kieselsäure, 32,92 Thonerde, 2,05 Eisenoxyd, 1,76 Eisenoxydul, 0,49 Kalk, 0,89 Magnesia, 11,67 Kali, 0,72 Natron, 4,13 Wasser; dies neutrale Silicat hat daher genau die Zus. der Muscovite; vgl. auch die von v. Groddeck mitgetheilte Analyse im N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 90; bei früheren Analysen war der innigst beigemengte Quarz nicht entfernt. V. d. L. schmilzt er zu graulichweissem oder grünlichgrauem Email. Die Lamellen des Sericits besitzen u. d. M. eine blätterig-schuppige

Structur, wobei die einzelnen, fast farblosen, blass graulich- oder grünlichweissen, sehr schwach gelblichgrünen meist gewundenen Schüppchen von schwacher Lichtbrechung bald parallel, bald verworren verfilzt sind und ihre Vereinigung oft einen faserigen Eindruck gewährt; charakteristisch für das Aggregat sind die pfauenschweifig bunten Polarisationsfarben (vgl. Lossen in Z. d. geol. G. Bd. 19. 546 und Bd. 21. 334; Wichmann, Verh. nat. Ver. pr. Rheinl. u. W. 1877. 1; Laspeyres in Z. f. Kryst. IV. 1880. 244). Der Sericit ist zuerst in den sog. Taunusschiefern bekannt, später in vielen anderen krystallinischen Schiefern gefunden worden; auch sind das sog. weisse Gebirge von Holzappel, Wellmich und Werlau, die Lagerschiefer von Mitterberg, die sog. weissen Schiefer von Agordo zufolge v. Groddeck (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 72) Sericitgesteine. — Eine Abstammung des Sericits aus Feldspathen ist häufig sehr deutlich zu verfolgen. Der Sericit ist ein Mineral, welches sich mit Vorliebe da secundär entwickelt, wo nachweisbare Zertrümmerungserscheinungen auf erfolgte Gebirgspressung hinweisen, wie dies z. B. dem Druck unterworfen gewesene Quarzporphyre lehren.

Der chromoxydhaltige schön smaragd- bis grasgrüne Fuchsit zeigt sehr kräftigen Pleochroismus: senkrecht zu *c* tief zeisiggrün, parallel mit *c* lichthimmelblau. Seine unregelmässigen Schuppen ergeben im conv. pol. Licht das Axenbild eines optisch einaxigen Körpers mit negativer, sehr starker Doppelbrechung.

Paragonit, Natronglimmer.

Ein glimmerähnliches Mineral, welches bis jetzt nur in der Form eines feinschuppigen Aggregates bekannt ist; die meist unregelmässig begrenzten Blättchen sind ebenfalls sehr vollkommen nach ihrer grössten Ausdehnung spaltbar. H. = 2...2,5; G. = 2,8...2,9; gelblichweiss und graulichweiss, schwach glänzend von Perlmutterglanz. Optisch sich wie Muscovit verhaltend, Axenwinkel ca. 70°. — Chem. Zus. nach einer Analyse von Rammelsberg: 47,75 Kieselsäure, 40,10 Thonerde, 6,04 Natron, 1,12 Kali, 4,58 Wasser, was, wenn man das Wasser als chemisch gebunden betrachtet, auch auf die dem Kaliglimmer zukommende Formel $H_4Na_2(Al_2)_3Si_6O_{24}$ führt. Der Paragonit ist also ein dem Kaliglimmer ganz analog constituirter Natronglimmer. Schafhäutl hatte darin 8,45 Natron gefunden. Bei der Behandlung mit Kieselfluorwasserstoffsäure entstehen — im Gegensatz zum Kaliglimmer — fast lediglich und in grosser Zahl die hexagonalen Kryställchen des Kieselfluornatriums. V. d. L. schwieriger oder leichter schmelzbar; nach v. Kobell wird er von concentrirter Schwefelsäure zersetzt. — Bis jetzt nur in krystallinischen Schiefern bekannt; bei Faido im Canton Tessin, wo die Paragonitschiefer u. a. die schönen Disthen- und Staurolithkrystalle enthalten, bei Caraglia im Val Medels (krystallinische Schiefer des Carbons), auf Syra, wo sie Cordierit, Disthen und Staurolith führen; Krutoj Kljutsch, auf dem linken Ufer der Kamenka, im District Nischne Issetsk im Ural.

Mit dem Namen Helvetan werden von Schweizer Geologen alle jene grünlichen und äusserlich mehr oder weniger glimmerähnlichen faserigen und

filzigen Substanzen verstanden, welche mit Kobaltsolution Thonerdereaction geben (also nicht zu den Talken gehören), und im Allgemeinen als Umwandlungsproducte aufgefasst werden; vorwiegend reihen sie sich den Glimmern, Chloriten oder Clintoniten an.

Chlorite.

Durch die ausgezeichneten Arbeiten von Tschermak (Sitzgsber. Wiener Akad. 17. April 1890 und 19. Febr. 1891) wurde zuerst eine nähere Einsicht in den Zusammenhang der Glieder der Chloritgruppe gewonnen; an dieser Stelle können indessen die Ergebnisse nur so weit zur Sprache kommen, als sie eine petrographische Bedeutung besitzen. Die Formen aller Chlorite, insbesondere des gesteinsbildenden Klinochlors lassen sich von einer monoklinen Grundform ableiten, für welche das A.-V. 0,57735 : 1 : 2,2771 und $\beta = 89^{\circ} 40'$ gilt. Die scheinbar rhomboëdrischen Krystalle des Pennins kommen durch eine zwillingsgemässe Verbindung vieler monokliner Blättchen von der Form des Klinochlors nach dem Glimmergesetz oder dem Penningesetz (mit der Basis als Zwillings- und Verwachsungsebene) zu Stande.

Die gesteinsbildenden Glieder der Chloritgruppe, unter denen namentlich zunächst Klinochlor und Pennin Beachtung verdienen, sind selten sechsseitige oder unregelmässig geradkantig begrenzte ebene Blättchen, häufiger etwas gebogene, ganz unregelmässig begrenzte Schuppen, welche sich zu mehr oder weniger parallel- oder verworren-blätterigen Aggregaten zusammenfügen, von makroskopischer und mikroskopischer Grösse. Als mikroskopische Gebilde kommen aber auch Aggregate von Fasern vor, welche parallel laufen, oder verworren filzartig verwoben oder ausgezeichnet radial geordnet sind. Nicht selten anderen Mineralien in feinen Partikeln eingestreut oder als Pseudomorphosen. — Spaltbark. basisch sehr vollkommen, was an den Verticalschnitten der Blättchen, in derselben Weise wie beim Glimmer hervortritt; in der Ebene der Basis sind keine Spaltrisse erkennbar. Mild, in dünnen Blättchen biegsam, aber nicht elastisch. H. = 1...1,5; G. = 2,78...2,95; Perlmutterglanz bis Fettglanz; lauch-, seladon-, pistaz- bis schwärzlichgrün; im durchfallenden Licht grün in sehr verschiedenen Tönen, vom ganz Blassen bis zum Dunkeln. Der Brechungsexponent ist niedrig (im Mittel ca. 1,58), die Doppelbrechung von charakteristischer Schwäche (beim Klinochlor bis zu 0,005 hinunter), weshalb die Interferenzfarben meist sehr niedrig und von Lebhaftigkeit weit entfernt sind. Namentlich ist der Pennin in den Dünnschliffen durch eine verschwindend geringe Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$ hier nur 0,001 bis 0,003) bei blasser Farbe vor den übrigen Gliedern der Chloritgruppe gekennzeichnet. Das gelegentliche Fehlen der Doppelbrechung deutet auf innige Mischung einer optisch positiven mit einer optisch negativen Substanz. Wenn dennoch schwach doppeltbrechende Pennine ein schönes grünliches Blau als Polarisationsfarbe zeigen, so rührt dies vielleicht von einer bestimmten Mischung beider optisch differenter Moleküle her. Der Klinochlor ist optisch positiv zweiaxig mit variablem Axenwinkel; unter den Penninen gibt es optisch

positive und optisch negative mit kleinem bis verschwindendem Axenwinkel, auch anscheinend einaxige Vorkommnisse, welche durch Zusammenfügung optisch zweiaxiger Blättchen und Theilchen in drei um 120° verschiedenen Stellungen hervorgerufen sein können. Eine Grenze zwischen Klinochlor und optisch positivem Pennin ist nicht zu erkennen. In einem Serpentin n. von Marienbad fand Patton als einen der Hauptgemengtheile, insbesondere an erzreichen Stellen, einen Chlorit von optisch positivem Charakter, während in weisslichen, der Hauptsache nach aus Talk bestehenden Stellen des Gesteins ein weniger tief gefärbter Chlorit erscheint von stets negativer Doppelbrechung; wo an den Rändern dieser weisslichen Partieen der erstgenannte positive Chlorit angrenzt, hat sich an denselben, unter krystallographisch gleicher Orientirung, der negative hellere Chlorit angesetzt, wobei oft die Grenze zwischen dem älteren dunkleren positiven Kern und der jüngeren hellen negativen Hülle durch Magnetit scharf gekennzeichnet ist (Min. und petr. Mitth. IX. 1888. 104). — In den leistenförmigen Verticalschnitten der Gesteinschlorite ist eine Abweichung der Auslöschungsrichtung von der zur Lamellirung parallelen oder senkrechten Richtung nicht oder nur in ganz geringem Maasse zu constatiren. Die radialfaserigen Chloritaggregate liefern im centralen Schnitt ein mehr oder weniger deutliches Interferenzkreuz. Pleochroismus ist in der Regel erkennbar, aber bei den lichteren Vorkommnissen manchmal nicht sehr erheblich: die Horizontalschnitte grünlich, die Verticalschnitte blassgelblich oder blassbräunlichroth; er steigt mit der Dunkelheit der Färbung. — In seltenen Fällen ist wohl an Verticalschnitten von Chloriten eine deutliche, einigermassen an Plagioklas erinnernde polysynthetische Zwillingslamellirung nach Art der beim Glimmer vorkommenden ersichtlich; die Lamellen löschen dann deutlicher schief gegen die Trace der Verwachsungsebene aus. — Regelmässige Verwachsungen von Chloriten mit Biotiten, unter genauem Parallelismus der beiderseitigen Endflächen kommen bisweilen vor. — Chemisch sind die Chlorite von den Glimmern durch den grossen Gehalt an Wasser und das Fehlen des Kalis, von dem Talk durch den Gehalt an Thonerde unterschieden. Die Analyse liefert vornehmlich Kieselsäure, Thonerde (mitunter mit Eisenoxyd), Eisenoxydul, Magnesia, Wasser (ca. 10—13 %). Klinochlor und Pennin werden von Tschermak aufgefasst als isomorphe Mischungen zweier Substanzen, nämlich

von Serpentinsubstanz $H_4Mg_3Si_2O_9 = Sp$
und Amesitsubstanz $H_4Mg_2Al_2SiO_9 = At$,

wobei die entsprechenden Eisen- und Chromverbindungen in diesen Ausdrücken mitbegriffen sind. Der Klinochlor hält sich zwischen den Grenzen $Sp\,At$ und Sp_2At_3, die Zusammensetzung des Pennins entspricht dem Verhältniss Sp_3At_2. Schon früher war Kenngott der Ansicht, dass den Chloriten eine Formel zukomme, welche an sich dem Serpentin entspricht, $H_4Mg_3Si_2O_9$, worin aber wechselnde Mengen von $MgSiO_3$ durch die entsprechenden Mengen von Al_2O_3 vertreten zu denken seien. — V. d. L. schwer und nur in dünnen Kanten schmelzbar zu schwarzem Glas; von conc. Schwefelsäure zersetzbar, auch von Salzsäure, wobei die amorphe Kieselsäure in der Form des Minerals zurückbleibt und begierig

Farbstoffe, z. B. Anilinroth einsaugt, was zur Unterscheidung bisweilen nicht ohne Werth ist.

Chlorit bildet den Hauptgemengtheil des Chloritschiefers, wo er vorwiegend dem Klinochlor angehört und spielt auch in anderen krystallinischen Schiefern, in Glimmerschiefern, Phylliten, sog. Grünschiefern eine nicht unbedeutende Rolle. In Gneissen vertritt er wohl den Glimmer. Sehr häufig wurden sonst und werden noch jetzt grüne Glimmer als Chlorit aufgeführt, wie z. B. der dunkelgrüne Glimmer des Protogins in den Alpen, welcher nach Delesse ein zwischen Kali- und Magnesiaglimmer stehender sehr eisenreicher Glimmer ist. — Wo sich der Chlorit in Eruptivgesteinen findet, welche oft sehr innig mit feinem Staub desselben imprägnirt sind, ist er wohl stets ein Product der Zersetzung anderer Silicate, nach welchen er auch vollkommene Pseudomorphosen bildet; er geht hier aus thonerdehaltigen Gliedern der Pyroxen- und Amphibolgruppe, ferner aus Biotit, Granat hervor, auch aus Feldspathen, aus letzteren aber vermuthlich nur durch Einwirkung von magnesia- und eisenhaltigen fremden Lösungen. In solchem epigenetischem Chlorit finden sich nicht selten andere Producte, welche bei der Umwandlung ausgeschieden wurden, eingelagert, wie Calcit, Erzkörnchen, Quarz, Epidot, Titanit, in selteneren Fällen auch Tremolit oder Strahlstein; weiterhin ist eine Einlagerung von winzigen Anataspyramiden in Chloritaggregaten einigemal beobachtet worden. Auch kommen Interpositionen des Urminerals darin vor, welche sich trotz der Chloritisirung erhalten haben, wie Zirkon, Apatit, Titanit.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass die in der Petrographie mit dem Namen Chlorit belegten Substanzen auch zum Theil anderen Gliedern der Chloritgruppe, als dem Klinochlor und Pennin angehören dürften. Eine chemische oder morphologische und optische Auseinanderhaltung der an den Gesteinen sich betheiligenden Mineralien dieser Art ist kaum durchzuführen.

Hin und wieder erscheint der Chlorit auch mikroskopisch in der Form jener wurmartig oder korkzieherähnlich gewundenen und verdrehten Wülste, welche aus übereinandergeschichteten Blättchen bestehen und makroskopisch als Helminth bekannt sind (vgl. darüber O. Meyer, Z. geol. Ges. 1878. 21; Hussak, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 275; v. Lasaulx, Verh. naturh. Ver. Rheinl. u. Westf. 1878. 200). Nach Michel Lévy und Lacroix geben die Blättchen gar keine vollkommene Auslöschung, weil in ihnen gekreuzte submikroskopische Lamellchen sich nur unvollständig compensiren.

Talk.

Rhombisch oder wahrscheinlich monoklin, wegen der Ähnlichkeit mit Chlorit und Glimmer, in sechsseitigen oder rhombischen Tafeln; gewöhnlich derb in krummschaligen, keilförmig-stengeligen, körnig-blätterigen oder schuppigen Aggregaten. U. d. M. erscheinen die Blättchen gern einseitig in die Länge gezogen, die Querschnitte der krummflächigen, oft am Rande gefransten Schüppchen, welche sich auch zu Rosetten oder filzähnlichen Aggregaten zusammensetzen,

etwas gewunden faserig. — Spaltbarkeit basisch höchst vollkommen, an die des Glimmers erinnernd; sehr mild, fast geschmeidig, äusserst fettig anzufühlen, in dünnen Lamellen biegsam; H. = 1; G. = 2,69 ... 2,80. Farblos, doch meist grünlichweiss bis apfelgrün, lauchgrün und grünlichgrau, gelblichweiss bis ölgrün und gelblichgrau gefärbt. Perlmutter- oder Fettglanz; pellucid in mittleren Graden. Der Brechungsexponent ist niedrig (ca. 1,55 im Mittel), die Doppelbrechung aber ist sehr stark; Michel Lévy bestimmte $\gamma - \alpha = 0,035 \ldots 0,050$, also ungefähr ebenso stark wie beim Muscovit, in Folge dessen auch ähnlich hohe Interferenzfarben. Optisch zweiaxig, die optischen Axen mit nicht grossem Winkel ($2V =$ ca. 7^{0}) liegen, parallel einer Schlaglinie, im Orthopinakoid (sofern die sechsseitigen Tafelumrisse als ∞P{110} und ∞P̶∞{010} aufgefasst werden) und ihre negative Bisectrix $\mathfrak{a}$ wird von der Verticalaxe nicht oder kaum abweichend befunden; $\mathfrak{c} = b$. Die Interferenzfigur ist in den Lamellen oft gestört. Schnitte, die mit der Basis einen Winkel bilden, löschen parallel und senkrecht zur Lamellirung aus. Auch die blassgrünen Lamellen zeigen keinen Pleochroismus, ebensowenig Absorptionsunterschiede. Die Schlagfigur ist ein Stern von 3 Strahlen, welche sich unter 60° schneiden und von denen der eine senkrecht auf der dem Klinopinakoid entsprechenden Randkante steht. Die Unterscheidung von Muscovit ist nach alledem nicht leicht, und kann, sofern nicht die Grösse des Axenwinkels auf Muscovit verweist, nur durch den mikrochemischen Nachweis der Abwesenheit von Thonerde und Alkalien vermittelt werden, oder durch die Erzeugung von Kieselfluormagnesium-Kryställchen nach der Behandlung mit Kieselflusssäure. Als Interpositionen erscheinen bisweilen Erze, farblose Nadeln von Grammatit, selten Rutilnädelchen. Chem. Zus. $H_2Mg_3Si_4O_{12}$, welcher Formel der procentale Gehalt von 63,52 Kieselsäure, 31,72 Magnesia und 4,76 Wasser entspricht; das letztere kann nur durch sehr starkes Glühen ausgetrieben werden. Von der Magnesia wird gewöhnlich ein kleiner Theil durch Eisenoxydul (1 bis 5 %) vertreten, auch ist nicht selten etwas Thonerde (1 bis 2 %) vorhanden, welche vielleicht von thonerdehaltigen Mineralien herstammt, die der Umwandlung in Talk anheimfielen. V. d. L. leuchtet er stark, blättert sich auf, wird hart (bis 6), schmilzt aber nur in sehr dünnen Blättchen; mit Phosphorsalz gibt er ein Kieselskelett, mit Kobaltsolution geglüht wird er blassroth (Unterschied von Muscovit); Salzsäure oder Schwefelsäure greifen ihn weder vor noch nach dem Glühen an.

Der Talk ist als gelegentliches Umwandlungsproduct von Gliedern der Pyroxengruppe (Enstatit, Tremolit, Diallag) und Amphibolgruppe (Strahlstein), auch von Olivin bekannt. Seine Haupttheimath besitzt er in den krystallinischen Schiefern, wo er u. a. den wesentlichsten Gemengtheil des Talkschiefers bildet.

Sprödglimmer. Chloritoid und Ottrelith.

Die früher getrennt gehaltenen Mineralien Chloritoid und Ottrelith, an welche sich noch einige andere anreihen, werden in letzterer Zeit vielfach mit einander vereinigt; in der That stimmen dieselben in sehr vielen Punkten überein, während

die gegensätzlichen Angaben, die sich bezüglich gewisser Verhältnisse noch in der Literatur finden, möglicherweise durch spätere Untersuchungen ihre Ausgleichung erfahren dürften.

Die einzelnen Individuen bilden kleine dünne sechsseitige oder beinahe kreisrunde oder scheibenförmige Täfelchen (Ottrelith), oder langgestreckte sechsseitige Tafeln (Chloritoid), auch blätterige, schuppig krummschalige, büschel- oder garbenförmige, radialstrahlige Aggregate. Cathrein gewahrte solche Bündel von Chloritoidlamellen, welche nach Art eines Doppelfächers oder allseitig von einem Punkte ausstrahlen, so dass förmliche Sphärolithe mit stabilem Interferenzkreuz entstehen. Die regelmässiger geformten sechsseitigen Blättchen zeigen, wie beim Glimmer, Randkanten, welche anscheinend 120° (121°) mit einander bilden; durch Deformation gehen auch ganz irregulär polygonal begrenzte Täfelchen hervor. Die schmal leistenförmigen Verticalschnitte besitzen bisweilen stumpf giebelförmige Enden; in ihnen sieht man, dass die Tafeln oft aus einer Folge von dünnen Blättern aufgebaut sind, welche zwillingsartig mit einander verwachsen und um 120° gegen einander verwendet sind; eine der als $\infty P\{110\}$ oder $P\{\bar{1}11\}$ geltenden Flächen ist die Zwillingsebene, $0P\{001\}$ die Verwachsungsebene. Neben dieser ganz der des Biotits entsprechenden Verwachsung berühren sich aber auch wohl seltener die Individuen mit jener Zwillingsfläche, wie es ebenfalls beim Biotit der Fall ist. Auch kommen Verwachsungen vor, bei denen die Berührungsebene einen solchen Verlauf hat, dass im Verticalschnitt eine sanduhrähnliche Durchkreuzung stattfindet. Die Ottrelithblättchen liegen zumeist ganz regellos im Gestein vertheilt, ohne eine durch Schieferung oder Streckung desselben beeinflusste Orientirung zu zeigen. Brüche derselben sind mehrfach zu beobachten. Auch die stark glänzende Basis ist oft in Felder geknickt.

Die Blättchen spalten mehr oder weniger vollkommen nach der Basis, doch ist diese Spaltbarkeit lange nicht so ausgezeichnet wie beim Glimmer; die parallelen Spaltrisse in den leistenförmigen Verticalschnitten treten deshalb auch nicht allemal so scharf, deutlich und reichlich hervor. Ausser dieser Hauptspaltbarkeit erscheint zunächst noch eine andere auf der Basis selbst, auf welcher sie zwei oft etwas unregelmässige Risssysteme erzeugt, welche sich hier unter ca. 120° schneiden; dieselben gehen in der Ebene der Basis zwei Randflächen parallel. Sodann verläuft auf der Basis wohl ein drittes, noch unvollkommeneres Risssystem, welches den stumpfen Winkel von ca. 120° der eben erwähnten beiden halbirt. Diese Blätterdurchgänge scheinen nicht ganz senkrecht auf der Basis zu stehen. Übrigens werden dieselben in vielen Vorkommnissen vollkommen unkenntlich gemacht und verdeckt durch regellos verlaufende Sprünge, von denen Rosenbusch mit Recht bemerkt, dass sie von den Cohäsionsverhältnissen des Minerals unabhängig sind und einer durch den Gebirgsdruck bedingten inneren Zerklüftung entsprechen, wie dies bewiesen werde durch den gelegentlich zu beobachtenden Parallelismus dieser Klüfte in allen oder mehreren Individuen eines Präparats, welches auch ihre krystallographische Lage sei. (Renard und de la Vallée-Poussin stellten die Spaltungsverhältnisse an dem belgischen Ottre-

lith etwas anders dar: zur basischen Hauptspaltbarkeit stehen noch drei andere schief, nämlich zwei von anscheinend gleichem Werth, welche sich unter ca. 131° durchkreuzen, und eine dritte, welche anscheinend senkrecht auf einer der beiden letzterwähnten steht.) Alle diese Spaltungsrichtungen, welche auf der Basis hervortreten, unterscheiden die in Rede stehenden Mineralien recht gut von dem Chlorit. — Die Krystalle haben bisweilen durch lückenhaftes Wachsthum ein skelettähnlich zerfressenes Innere, während die Ränder mehr compact sind; sind die Lücken an den Enden der Leisten stärker entwickelt als in der Mitte, so gewinnt der schwammig-zerfressen aussehende Theil eine sanduhrähnliche Form. Nach Götz zeigt sich in Ottrelithschiefern aus dem nördl. Transvaal ein überraschender Zusammenhang zwischen Schieferung des Gesteins und lückenhaftem Wachsthum der Ottrelithe, indem die völlig regellos vertheilten Leistendurchschnitte oder radialen Gruppen der letzteren bei jeder beliebigen Lage ihre oft schlauchförmig verästelten Lücken allemal in der Richtung der Schieferung etwas in die Länge gestreckt, gleichsam in parallele Reihen geordnet aufweisen; wo die Glimmerstränge der Grundmasse stark wellig gebogen sind, zeigen sich auch die Lücken im Krystall in Curven angeordnet. Auch sind die Individuen zerbrochen, nach der Streckungsrichtung des Gesteins auseinandergeschoben und durch Quarz wieder verkittet (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1885. 140).

Spröde; H. = 6...7, Glas ritzend; G. = 3,45...3,55. Die Farbe schwankt allerwegen von grünlichgrau durch lauchgrün bis schwärzlichgrün und grünlichschwarz, der Glanz von Glasglanz zu schwachem Perlmutterglanz. Die verschiedenen Schnitte erscheinen im durchfallenden Licht grün oder blau; v. Foullon beobachtete aber auch fast farblose Schnitte. Die hierher gehörigen Mineralien sind optisch zweiaxig mit nicht wenig schwankendem Axenwinkel. Die optische Axenebene scheint zwar meistens auf der Basis den stumpfen Winkel der Spaltbarkeit von annähernd 120° zu halbiren, also parallel einer Fläche zu gehen, welche bei den Glimmern dem Klinopinakoid entspricht, weicht aber zufolge Des Cloizeaux an den Vorkommnissen von Zermatt und Chisone dennoch 1°—1½° von der Halbirenden des stumpfen Prismenwinkels ab; die spitze positive Bisectrix ist 12°—18° gegen die Normale zur basischen Spaltbarkeit geneigt; stets sind die Winkel beider Axen mit der Normalen zur basischen Platte ungleich und eine derselben zeigt stärkere Dispersion, sodass die Substanz sehr wahrscheinlich triklin ist. Die mehr oder weniger schiefe Neigung der Bisectrix auf der Hauptspaltbarkeit ist auch an anderen Vorkommnissen beobachtet worden. Lacroix hatte zwar anfänglich die Abweichung des Chloritoids vom monoklinen System nur als scheinbar erklärt, hervorgebracht durch die Zwillingsbildung und die Krümmung der Lamellen des Minerals (Bull. soc. minér. VIII. 1885. 42), spricht sich aber später (Les minéraux des roches, Paris 1888. 169) ebenfalls für den triklinen Charakter aus, welchen auch Renard und de la Vallée-Poussin schon für wahrscheinlich gehalten hatten. In den übereinandergelagerten Zwillingslamellen wechselt die Auslöschungsschiefe gegen die Projection der Verwachsungsebene nicht unerheblich; Cathrein mass dieselbe zu 14°, nach Becke, sowie auch

nach C. Schmidt betragen die Winkel der Auslöschungen in den mit der Basis sich berührenden Individuen 30°—40°. — Der mittlere Brechungsexponent beträgt ungefähr 1,72, $\gamma - \alpha$ ca. 0,015 nach Lacroix, 0,007 nach Lane; die Intensität der Interferenzfarben ist gering und erinnert in ihren meist grünlichen oder bläulichen Farben an Chlorit.

Starke horizontale Dispersion; $\varrho > v$. Kräftig pleochroitisch: in den basischen Schnitten ist nach Rosenbusch, Keller und Lane der parallel der Axenebene schwingende Strahl (𝔞) olivengrün, der dazu senkrechte (𝔟) indigoblau oder lavendelblau; in den Verticalschnitten zeigt sich ein Gegensatz zwischen gelblichgrün (𝔠, der mehr oder weniger senkrecht zur Lamellirung schwingende Strahl) und entweder olivengrün oder indigoblau (der mehr oder weniger in der Lamellirung schwingende); Tschermak, Sipöcz und d'Achiardi geben: 𝔞 azurblau und indigoblau, 𝔟 olivongrün, 𝔠 gelbgrün, so dass 𝔞 und 𝔟 in der Farbe vertauscht wären; noch anders gibt Lacroix: 𝔞 grünlichgelb, 𝔟 indigoblau, 𝔠 olivengrün, also eine Vertauschung von 𝔞 mit 𝔠 und von 𝔟 mit 𝔞; manchmal erinnert der Pleochroismus der leistenförmigen Schnitte an den des Glaukophans. — Mikroskopische Einlagerungen von Quarzkörnern, Rutilprismen, Turmalinnadeln, Biotitblättchen, Erz- und Kohlepartikelchen sind sehr häufig.

Chem. Zusammensetzung. Die Analysen der als Chloritoid bezeichneten Substanzen (ausgeführt von Erdmann, Gerathewohl, Bonsdorff, v. Kobell, Sterry Hunt, L. Sipöcz, Renard, Schroeder) stimmen ziemlich gut unter einander überein und lieferten ca. 24 bis 26 Kieselsäure, 39 bis 41 Thonerde, 26 bis 28 Eisenoxydul, 2 bis 4 Magnesia, ca. 7 Wasser, welches nur im Glühfeuer ausgetrieben wird; sie führen auf die einfache Formel $H_2R(Al_2)SiO_7$, worin R weitaus vorwiegend Fe als Oxydul, daneben etwas Mg ist. Renard's Analyse des Chloritoids von der Insel Groix ergab z. B.: 24,90 Kieselsäure, 40,36 Thonerde, 26,17 Eisenoxydul, 2,54 Magnesia, 6,23 Wasser. Schroeder erhielt bei dem Chloritoid von Hetzschen bei Markneukirchen: 28,04 Kieselsäure, 36,19 Thonerde, 29,79 Eisenoxydul (enthält etwas Titan), 0,20 Kalk, 1,25 Magnesia, 5,88 Wasser. Keller und Lane fanden in einem Vorkommen von Champion (Michigan) neben 34,0 Thonerde, 10,55 Eisenoxyd auch 0,97 Kali, 0,35 Natron; sie geben die sehr genäherte Formel $H_{16}Fe_7(Al_2)_8Si_8O_{55}$. — Etwas abweichende Resultate zeigen die Analysen des belgischen Ottreliths; eine der neuesten Analysen von Klement der Vorkommnisse aus der Gegend von Bastogne lieferte: 41,65 Kieselsäure, 29,47 Thonerde, 4,02 Eisenoxyd, 17,87 Eisenoxydul, 0,93 Manganoxydul, 1,57 Magnesia, 5,84 Wasser; das von Ottrez enthielt 6,10 Manganoxydul; allerdings wird angeführt, dass das Mineral Quarzäderchen enthalten habe. Dagegen ergab ein als durchaus frischer und (abgesehen von Rutil-Interpositionen) fast ideal reiner Ottrelith bezeichnetes Mineral vom Mt. Maré in Transvaal bei der Analyse von Götz, nach Abzug von 2,66 Titansäure: 30,61 Kieselsäure, 36,06 Thonerde, 23,82 Eisenoxydul, 0,37 Manganoxydul, 1,21 Magnesia, 0,22 Kalk, 0,27 Kali, 0,78 Natron, 6,66 Wasser, was wieder mehr mit der Zusammensetzung des Chloritoids stimmt. — V. d. L. nur schwer schmelzbar; der sog. Chloritoid wird von

Salzsäure nicht angegriffen (von concentrirter Schwefelsäure aber im geschlossenen Rohr vollständig zersetzt); für den belgischen Ottrelith indess führt Renard noch neuerdings an, dass er von conc. Salzsäure oder Salpetersäure unter Ausscheidung von gelatinöser Kieselsäure zersetzt werde.

Die hier in Rede stehenden Mineralien erscheinen nahezu lediglich in phyllitischen oder glimmerigen Schiefern, bald nur in mehr vereinzelten Individuen, bald in sehr reichlicher Menge, fast immer begleitet von Muscovit oder Sericit. Chloritoid wurden und werden genannt die Vorkommnisse in den Schiefern z. B. von Brunndöbra und Markneukirchen im Voigtland, Schwaderbach u. a. O. auf der sächsischen Section Zwota, aus Salzburg, Steiermark, von Vanlup auf Shetland, aus Canada; Ottrelith diejenigen der Gegend von Ottré (Ottrez) und Viel-Salm in Belgien, von Röhrsdorf und Niederrabenstein in Sachsen, Ebnat in der Oberpfalz, Vavdhos in Griechenland, Tintagel in Cornwall, Mt. Maré im nördl. Transvaal, Newport in Rhode-Island. Das den Glaukophan auf der Insel Groix im Dép. Morbihan begleitende Mineral heisst bald Chloritoid (Barrois), bald Sismondin (v. Lasaulx und Graf Limur). Wie angeführt, scheinen alle diese Mineralien keine wesentlichen Verschiedenheiten darzubieten, sondern zusammenzugehören und ihnen würde sich dann auch der sog. Masonit auschliessen. Ottrelith in Blättern, welche oft an 4 mm im Durchmesser gewinnen, findet sich nach de Boutiny in einem körnigen Quarzitschiefer bei Fenouillet unweit Hyères (Var), Bull. soc. géol. (2) XXV. 1868. 193.

Aus der neueren Literatur über diese Mineralien sind als ausführlichere Untersuchungen anzuführen: Tschermak und Sipöcz (Clintonitgruppe), Sitzgsber. Wiener Akad. LXXVIII. Novbr. 1878. — Becke (Ottrelith aus Griechenland), Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 269. — Schröder (Chloritoid aus dem Voigtland), Z. f. d. ges. Naturwissensch. LIV. 1884. Heft 4. — v. Foullon (Chloritoid aus Steiermark), Jahrb. geol. R.-Anstalt XXXIII. 1883. 220. — Renard u. de la Vallée-Poussin (Ottrelith aus Belgien), Annales do la soc. géol. de Belgique VI. 1879. 51; vgl. auch Bull. de la Musée royale d'histoire naturelle, Bruxelles I. 1882. 1. — van Werveke (Ottrelith aus Belgien), N. Jahrb. f. Miner. 1885. I. 231. — Ebendarüber Gosselet in Ann. soc. géol. du Nord XV. 1888. 185. — Des Cloizeaux (Sismondin), Bull. soc. minéral. VII. 1884. 80. — Barrois (Chloritoid von Morbihan), ebendas. VII. 1884. 37. — Lacroix (Chloritoid) ebendas. IX. 1886. 42. — Götz (Ottrelith von Transvaal), N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1885. 143. — Cathrein (Chloritoid aus dem Salzburger Pongau, Block ohne Muscovit), Min. u. petr. Mittheil. VIII. 1887. 331. — d'Achiardi (Ottrelith der apuanischen Alpen), Atti della soc. Toscana di sc. naturali, Pisa 1887. VIII. Heft 2. — C. Schmid (Ottrelith in carbonischem Paragonitschiefer im Val Medels), Anhang z. XXV. Lief. d. Beitr. z. geol. K. der Schweiz. Bern 1891. 20. — Hutchings (Ottrelith von Tintagel in Cornwall), Geolog. Magaz. 1889. 214. — Hussak (Ottrelith aus Sao Paulo, Brasilien), Boletin da comm. geograph. e geolog. do Estado de S. Paulo, Nr. 7. 1889. 269. — Keller und Lane (Chloritoid aus Grauwacke von Champion, Michigan), Z. f. Kryst. XIX. 1891. 383. — Wolff (Chloritoid aus takonischen

Schichten der Green Mountains, Massachusetts und Rhode-Island), Bull. Mus. comp. zool. XVI. Nr. 8. 159.

Von den übrigen Sprödglimmern wird noch der glimmerähnliche monokline Clintonit als gesteinsbildend erwähnt. So nennt Carl Schmidt silberweisse Blättchen, welche einsprenglingsartig in schwarzen und grauen Bündner Schiefern hervortreten. U. d. M. sind sie farblos, oft von kohliger Substanz erfüllt, stark lichtbrechend und schwach doppeltbrechend, mit kleinem optischem Axenwinkel. Auf den basischen Blättchen tritt eine negative Bisectrix aus, bisweilen zerfallen sie in Folge von Zwillingsbildung rosettenartig in 6 dreieckige Sectoren. Leistenförmige Durchschnitte von optisch positivem Charakter zeigen Spaltrisse parallel der Längsrichtung und löschen ca. 12° schief aus. — Das sonst als Clintonit aufgeführte Mineral ist allerdings röthlich- oder gelblichbraun bis kupferroth; in ihm ist die Ebene der optischen Axen senkrecht zur Symmetrie-Ebene, eine negative spitze Bisectrix steht nahezu senkrecht zur basischen Spaltfläche; $2E = 3°—13°$; M. Lévy und Lacroix geben $\alpha = 1,646$, $\beta = 1,657$; $\gamma = 1,658$; $\mathfrak{a}$ farblos, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ blass bräunlichgelb. Im Vergleich zum Glimmer sind nach Tschermak die Richtungen der Schlag- und Drucklinien vertauscht, indem hier die Schlaglinien (mit einer scharfen Spitze erzeugt) senkrecht, die Drucklinien parallel zu den Sechsecksseiten der Blättchen stehen. H. = 4...5; G. = 3,1. Im weiteren Gegensatz zum Chloritoid durch concentr. Salzsäure leicht und vollkommen zersetzbar.

Olivin (Peridot).

Rhombisch; in den Gesteinen, wenn überhaupt krystallisirt, meist als die Combination der drei Pinakoide mit $\infty P\{110\}$, $P\{111\}$, und $\bar{P}\infty\{101\}$, auch wohl $2\breve{P}\infty\{021\}$; die Querschnitte durch die Krystalle sind, weil $\infty\breve{P}\infty\{010\}$ gegen $\infty\bar{P}\infty\{100\}$ zurückzutreten pflegt, oft achteckig mit 2 längeren, 4 kürzeren und 2 ganz kurzen Seiten, die oft durch eine Abrundung ersetzt oder kaum angedeutet sind; in ähnlicher Weise verhalten sich die Verticalschnitte, doch sind diese auch sehr häufig symmetrisch sechsseitig, indem die Basis gewöhnlich nur sehr klein ausgebildet ist. $\infty P\{110\}$ 130° 2′, $\bar{P}\infty\{101\}$ 76° 54′, $\breve{P}\infty\{011\}$ 119° 12′, $2\breve{P}\infty\{021\}$ 80° 53′, $\infty\breve{P}2\{120\}$ 94° 3′ sind die wichtigsten Winkel. Der Olivin bildet isolirte Krystalle, welche vielfach abgerundet oder durch ausbuchtende Corrosion deformirt sind, ferner krystallinische Körner, auch körnige Aggregate, in denen die Individuen lauter gehemmte Formen zeigen. Immerhin selten ist wohl die von Streng aus dem Dolerit von Londorf beschriebene Ausbildungsweise des Olivins als lange dünne Nadeln (gestreckt nach der Axe a), welche gruppenweise oft in grösserer Zahl parallel neben einander liegen, oder senkrecht auf einander stehen (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 195). Die von E. S. Dana aus Basaltlaven der Sandwich-Inseln erwähnten langen Olivinstäbe sind aber nach der Axe c verlängert, da die optische Axenebene quer auf ihnen steht (Am. journ. XXXVII. 1889. 446). Auch finden sich, insbesondere in glasreichen

rasch abgekühlten Massen, mikrolithische und krystallitische Bildungen, sowie allerlei unentwickelte, z. Th. skelettartige Wachsthumsformen des Olivins von sehr abweichendem Aussehen: bald einfach gegabelte Gestalten, bald rechtwinkelige oder schiefwinkelige Kreuzchen, bald briefcouvertähnliche Gebilde, zwei mit den Biegungen aneinandergewachsene Halbmonde, bald kleine Kerne mit fiederartigen Fortsätzen an den Enden, gestrickte Formen u. s. w. Sie enthalten oft auffallend grosse, symmetrisch begrenzte und eingelagerte Glaseinschlüsse (vgl. über diese Bildungen Penck, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 97; Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 23; Kreutz, Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 142; Doss, ebendas. VII. 1886. 485; Rinne, N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 272). Aussergewöhnlich zarte Mikrolithen von Olivin (Stäbchen von 0,004 mm Länge bei 0,0001 mm Dicke), sowie krystallitische, gegabelte und gekreuzte Wachsthumsformen beschrieb Michel Lévy aus Andesiten der Puys in Centralfrankreich (Comptes rendus CX. 1890. 1007). Skelettbildungen des Olivins in glasreichen Vesuvlaven befand auch Rinne nicht nach der Verticalaxe c, sondern nach der Brachydiagonale a lang ausgedehnt (vgl. die o. a. Beobachtung von Streng); nach J. H. L. Vogt sind in den künstlichen Schmelzmassen die kalkreichen Olivine stabförmig nach dieser Richtung verlängert.

Eine bestimmt erkannte Zwillingsbildung an Gesteins-Olivinen, bei welchen die Zwillingsebene das Doma $\breve{P}\infty\{011\}$ ist, hob zuerst Kalkowsky für Vorkommnisse in einigen Basalten hervor (Z. f. Kryst. X. 1885. 17; schon 1835 hat Quenstedt diese Verzwillingung an den snarumer Serpentinpseudomorphosen erkannt, Poggend. Ann. Bd. 36, S. 370; vgl. auch Scacchi im N. Jahrb. f. Min. 1876. 637); es kommen sowohl Juxtapositions- als Penetrationszwillinge nach diesem Gesetz vor, auch mehrfach wiederholte Zwillingsbildungen und Durchdringung der Individuen; doch pflegt die Trennungslinie der verwachsenen Individuen, welche auf die Anerkennung des Zwillingsgesetzes geleiten, aussergewöhnlich unregelmässig zu verlaufen. Im gewöhnlichen Licht ist die Zwillingsnaht meist nicht zu erblicken. In den für die sichere Feststellung der Verwachsung allein dienlichen Schnitten parallel dem Makropinakoid der verzwillingten Individuen stehen die c-Axen der beiden (natürlich auch die Auslöschungsrichtungen) unter 60° 47′ auf einander. Diese Zwillingsbildung ist später an den Olivinen vieler Basaltgesteine, auch an solchen einiger Diabase, in Palaeopikrit und Minette gefunden worden. Lacroix beobachtete in einem französischen Olivingabbro kreuzförmige Vierlinge nach diesem Gesetz. Doss machte in syrischen Basalten neben wohl unzweifelhaften Zwillingen nach $\breve{P}\infty\{011\}$ das Dasein anderer, bei welchen $\infty P\{110\}$ Zwillingsebene ist, wahrscheinlich. Rinne fand in einem Magmabasalt noch eine weitere Zwillingsbildung des Olivins, indem zwei Individuen nach dem Doma $\frac{1}{2}\breve{P}\infty\{012\}$ verwachsen sind, wobei auf dem gemeinsamen Makropinakoid die c-Axen den Winkel 32° 41′ bilden (Sitzgsber. Berl. Akad. 1889. 1011). Auf Olivinformen, welche als rechtwinkelige Durchkreuzungszwillinge zu deuten seien, wies Cohen in Glaslaven von Hawai hin (a. a. O. 52). Rinne gewahrte in glasreichen Vesuvlaven anscheinend rechtwinkelige Durchkreuzungen zweier nach

der Axe a verlängerten Skelettformen, wobei indessen diese beiden Axen thatsächlich einen Winkel von ca. 95° mit einander bildeteu; er schliesst daraus auf eine Zwillingsbildung nach $\infty\breve{P}2\{120\}$ ($a:a = 94° 4'$). Übrigens sollte man mit der Anerkennung von Olivinzwillingen recht vorsichtig sein: zwei Olivin-Individuen finden sich so oft in daran reichen Gesteinen in ganz unregelmässigen beliebigen Stellungen unmittelbar aneinandergelagert, dass daruuter auch viele sein müssen, welche anscheinend auf eine Zwillingsverwachsnng deuten, thatsächlich aber mit einer solchen nichts zu thun haben.

Einigemal ist auch ein zonaler Bau an basaltischen Olivinen entweder direct beobachtet, oder auf Grund schichtenweise abwechselnden Verhaltens bei der Zersetzung erschlossen worden. van Werveke gewahrte einen darauf hinweisenden, mit den krystallographischen Umrissen parallelen Verlauf von Glaseinschlüssen (N. Jahrb. f. Min. 1879. 820). Hofmann berichtet allgemein von Zonen, welche sich durch optischen Charakter und durch abweichende Zersetzung unterschieden (Basaltgest. d. südl. Bakouy, 1879. 27. 193); auch Doss und Stock machten ähnliche Beobachtungen (Min. u. petr. Mittheil. VII. 1886. 488 und IX. 1888. 437). Hyland fand ebenfalls (ebendas. X. 1889. 224) eine regelmässige Abwechselung von frischen und zersetzten Zonen und beschrieb (Geolog. Magaz. (3) VI. 1889. 492) als »zonal structure« die Erscheinung, dass bei einem Olivin der innere corrodirte Kern und die äussere ergänzte Hülle eine Differenz der Auslöschung von 6° zeigten.

Spaltb. nicht besonders gut ausgebildet, doch ist die nach $\infty\breve{P}\infty\{010\}$ in den Schnitten noch als Risse ziemlich deutlich, die unvollkommenere nach $\infty\bar{P}\infty\{100\}$ erzeugt nur spärliche und unregelmässige; bisweilen verlaufen Risse nach $0P\{001\}$. Rosenbusch hebt hervor, dass es oft den Anschein hat, als wenn die eisenreicheren Varietäten (Hyalosiderit) vollkommeuere Spaltbarkeit besässen. Mehr als von Spaltrissen ist der Olivin von unregelmässig verlaufenden Sprüngen durchsetzt, welche für das Fortschreiten der Umwandlung von Wichtigkeit sind und mit deren Zunahme sich vermehren. — H. = 6,5...7; G. = 3,2...3,5, in den Gesteinen meist 3,3...3,45. Olivengrün bis spargelgrün und pistazgrün (im Dünnschliff frisch blassgrünlich bis fast farblos); auch gelb und braun, selten roth, welche Farbe nach C. W. C. Fuchs durch Glühen bei Luftzutritt entstanden sein soll; künstlich kann allerdings einigermassen eisenreichen Olivinen durch Glühen rothe Farbe verliehen werden. Glasglanz, durchsichtig bis durchscheinend. Die optischen Axen, ca. 88° für Gelb bildend, liegen in der Ebene der Basis und ihre spitze Bisectrix fällt in die Brachydiagonale; Doppelbrechung positiv: $a = \mathfrak{c}$, $b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{b}$. Wegen der Annäherung des optischen Axenwinkels an 90° treten die Axen sowohl um die spitze als auch um die stumpfe Bisectrix aus. Diejenigen symmetrisch sechsseitigen Verticalschnitte, welche + Doppelbrechung zeigen, indem in der Schnittfläche die grösste optische Elasticitätsaxe in der Richtung der optischen Axenebene verläuft, sind annähernd senkrecht zur ersten Mittellinie, also in der Richtung der Querfläche $\infty\bar{P}\infty\{100\}$ ausgeführt; diejenigen, bei welchen die Doppelbrechung negativ ist, gehen in der Richtung

der Längsfläche $\infty\breve{P}\infty\{010\}$. Als Brechungsexponenten gibt Des Cloizeaux an: $\alpha = 1{,}661, \beta = 1{,}678, \gamma = 1{,}697$ für Gelb; die Brechung ist daher stark, deshalb die Schnittoberfläche runzelig und rauh; die Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0{,}036$) ebenfalls stark; daher die Interferenzfarben relativ hoch, selbst in ganz dünnen Schnitten. $\varrho < v$. Pleochroismus ist in den meisten Fällen nicht, oder nur äusserst schwach zu gewahren; nur an den Olivinen, welche röthlich durchscheinen, werden die nach $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ schwingenden Strahlen weit mehr absorbirt, als die nach $\mathfrak{c}$ schwingenden (Mügge, N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 205). Bergt fand an einem colombischen Melaphyr-Olivin $\mathfrak{a}$ meerblaugrün, $\mathfrak{c}$ farblos und sieht dies als Folge beginnender Zersetzung einer sehr eisenreichen Varietät an (Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 329).

Chem. Zus. Die Olivine sind isomorphe Mischungen des neutralen Magnesiasilicats Mg_2SiO_4 mit dem Eisenoxydulsilicat Fe_2SiO_4; also von Forsterit- und Fayalitsubstanz, allgemein $n\,Mg_2SiO_4 + Fe_2SiO_4$; der magnesiareichste Olivin, in welchem $n = 12$, bildet Körner in der Hekla-Lava; er besitzt nur 6,93 % Eisenoxydul; nach Rammelsberg ist in den meisten Olivinen der Basalte $n = 9$, welchem die Zusammensetzung: Kieselsäure 41,01, Magnesia 49,16, Eisenoxydul 9,83 entspricht. In anderen Olivinen besitzt n geringere Werthe; schon ein sehr eisenreicher Olivin ist der braune Hyalosiderit von Sasbach im Kaiserstuhl, mit 29,96 Eisenoxydul und nur 31,99 Magnesia, in welchem $n = 2$. Manche Olivine halten mehrere Procent Manganoxydul, auch Kalk (welcher namentlich den Olivinen der sog. Palaeopikrite eigen zu sein scheint) oder Thonerde, andere Spuren von Phosphorsäure; Stromeyer fand in mehreren einen Gehalt an Nickel, ferner trifft man bisweilen Spuren von Kupfer und Zinn; eine Spur von Fluor entdeckte Erdmann im Olivin von Elfdalen und Tunaberg in Schweden; auch wies Damour in einem bräunlichrothen, derben von Pfunders in Tyrol 4 bis 5 % Titansäure (und 1,7 % Wasser), sowie in einem rothen, almandinähnlichen, welcher Nester und undeutlich rhombisch gestaltete Körner in Talkschieferblöcken vom Findelengletscher bei Zermatt bildet, 6,10 % Titansäure (und 2,23 Glühverlust) nach (Bull. soc. min. II. 15); die Analyse führt beiderseits auf die Formel $(Mg, Fe)_2(Si, Ti)O_4$; bei der Zersetzung des Pulvers bleibt die Titansäure zurück. — V. d. L. unschmelzbar, mit Ausnahme der sehr eisenreichen Varietäten; auf dem Platinblech geglüht wird ein Schliff intensiv bräunlich (was übrigens auch bei anderen schwach gefärbten Mineralien, welche Eisenoxydul enthalten, eintritt). Durch Salzsäure wird er zersetzt, je eisenreicher desto leichter, wobei sich die Kieselsäure (pulverig oder in der Regel) gallertartig abscheidet; auch mit Schwefelsäure gelatinirt er, und zwar wirkt diese noch mehr ein als Salzsäure; in der Kälte greift letztere die Oberfläche des Dünnschliffs nur langsam an. Kieselfluorwasserstoffsäure ruft auf der Oberfläche spitzrhombische Ätzeindrücke hervor; die aus der Einwirkung der Säure entstehende Lösung reagirt auf Magnesium und Eisen.

Dem Olivin ist eine vielartige Verbreitung eigen: es gibt einerseits Gesteine, welche zum grossen oder grössten Theil daraus bestehen, wie Lherzolith, Dunit,

allerlei Peridotite, Olivinschiefer, auch Pikrit, Eulysit; hier pflegt er keine oder doch nur eine theilweise selbständige Krystallform aufzuweisen. Die geologische Rolle, welche diese sehr olivinreichen Felsarten spielen, ist noch nicht allerwegen endgültig aufgeklärt, zum Theil sind es ächte, z. B. gangartig auftretende Eruptivgesteine, zum Theil gehören sie zweifellos den krystallinischen Schiefern an.

Andererseits bildet der Olivin einen wesentlichen oder accessorischen Gemengtheil in zahlreichen weiteren Felsarten. Es sind dies sowohl unzweifelhafte Eruptivgesteine, wie die verschiedenartigen Basalte, die Melaphyre, Olivindiabase, ein Theil der Gabbros und Norite, manche Kersantite, als auch zu den krystallinischen Schiefern gehörige Glieder, wie manche Amphibolite, Eklogite, Pyroxenite, ein anderer Theil der Gabbros, körnige Kalke. In den olivinführenden Eruptivgesteinen ist das Mineral ein relativ frühes Ausscheidungsproduct, welchem der Hauptsache nach nur die Krystallisation der Apatite und Erze voransging, diejenige der Augite und Glimmer erst nachfolgte; es zeigt daher auch hier mehr oder weniger selbständige Krystallformen, welche freilich auch oft dem Schicksal unterlagen, durch die Einwirkung des Magmas corrodirt und zu Körnerform verstümmelt zu werden oder Fracturen zu erleiden. In den olivinführenden Dependenzen der krystallinischen Schiefer pflegt der Olivin keine automorphe Begrenzung zu besitzen, und scheint im Allgemeinen eisenärmer zu sein als derjenige der Eruptivgesteine. Alle olivinführenden Gesteine sind nicht sonderlich kieselsäurereich, primärer Quarz tritt nur sehr selten in ihnen auf, auch orthoklastischer Feldspath fehlt gewöhnlich. Den Graniten und Quarzporphyren geht der Olivin gänzlich ab; doch findet er sich in augitführenden Syeniten und Minetten. In den Eruptivgesteinen ist das Mineral ebenso vielfach mit Augit. als spärlich mit primärer Hornblende vereinigt.

Die Olivine der Eruptivgesteine, z. B. der Basalte und Melaphyre, beherbergen reichlich Glaseinschlüsse, oft mit ausgeschiedenen Kryställchen darin und in allen Stadien der Entglasung befindlich, auch wohl Theile der Grundmasse; ferner Körnchen von impellucidem Magnet- oder Titaneisen; sodann als für das Mineral besonders bezeichnende Einmengungen scharfbegrenzte, sehr oft vier- und dreieckige Körnchen, auch deutlich körperliche Oktaëderchen, davon die kleinsten und dünnsten bräunlichgelb oder gelblichbraun (mit einem Stich in's Grün, manchmal auch fast olivengrün) und ziemlich pellucid, die dickeren und grösseren (kaum über 0,015 mm) dunkler bräunlich sind und oft nur an den Rändern gelblich oder grünlich durchscheinen. Sie gelten theils auf Grund von Nachweisungen, theils mit hoher Wahrscheinlichkeit als Glieder der regulären Spinellgruppe, der Mehrzahl nach sind sie wohl Chromspinell (Picotit) oder Chromit, oder Verbindungsglieder zwischen beiden; doch ist hervorzuheben, dass van Werveke einmal auch die Abwesenheit von Chrom darin constatirte. Vielleicht ist es auch nicht unerlaubt, bei einigen von ihnen an Perowskit zu denken. Sie sind so wenig zersetzbar, dass sie sich selbst in sehr stark umgewandelten Olivinen ganz unversehrt erhalten haben. Übrigens finden sich diese Spinell-Interpositionen wie die Erze auch in den Olivinen der zu krystallinischen Schie-

fern gehörigen Felsarten. In letzteren kommen aber keine Glaseinschlüsse vor. — Flüssigkeitseinschlüsse sind vielfach verbreitet, sowohl in den Olivinen der Eruptivgesteine (wo sie mehrfach als aus liquider Kohlensäure bestehend erkannt wurden) als auch in denjenigen der krystallinischen Schieferreihe; wo sie überhaupt zugegen sind, recht reichlich zu Haufen und Streifen versammelt (F. Z., Basaltgesteine 58).

Während die Olivine der Melaphyre sich in ihrer Mikrostructur mehr den basaltischen anschliessen, sind die vieler Gabbros und einiger Olivindiabase etwas abweichend beschaffen; sie enthalten z. B. oft eine grosse Menge dunkler impellucider Körner, die schnurweise hindurchziehen und am Rande zu einem compacten schwarzen Saum angehäuft sind, oder ausserordentlich grosse Mengen feiner schwarzer oder bräunlich durchscheinender Nädelchen, welche gerade gezogen, gekrümmt oder hakenförmig gebogen, bald parallel gestellt sind, bald stern- und gitterähnliche Aggregationen erzeugen (F. Z., Z. geol. Ges. 1871. 59). Törnebohm hält dafür, dass diese dunkeln Mikrolithen, die er auch in sepiabraune lappige Lamellen übergehend fand, vielleicht dem Titaneisen angehören; bisweilen liegen sie den drei Symmetrie-Ebenen parallel. Im basaltischen Olivin von Jan Mayen fand H. Reusch Titaneisen-Lamellen der basischen Axenebene *ab* parallel eingelagert; Williams möchte die trichitähnlichen Stäbchen wegen der an ihnen constatirten Löslichkeit in Salzsäure für Magnetit halten. Cohen beschreibt im Olivin des Olivindiabas von Palma eigenthümliche Interpositionen, langelliptisch geformte grauliche anscheinende Blättchen, die aber aus äusserst feinen kurzen haarförmigen Mikrolithen wie aus zierlicher, oft federähnlicher Filigranarbeit zusammengewoben sind und den Hauptschwingungsrichtungen genau parallel liegen, so dass sie, auf der Kante stehend, wie Nadeln erscheinen; diese elliptisch begrenzten Aggregate liegen, da Centrum und Rand nicht gleichzeitig deutlich zu erkennen sind, auf einer gewölbten Fläche. — Über deutliche Verwachsungen des Olivins mit Titaneisen vgl. dieses.

Der Olivin ist ein Mineral, welches einerseits ausserordentlich leicht der Umwandlung zugänglich ist, andererseits eine aussergewöhnliche Anzahl verschiedener Producte der Umwandlung liefert.

Besonders häufig ist die Umbildung zu Serpentin, welche ausgezeichnet u. d. M. verfolgt werden kann. Die Veränderung beginnt an den äusseren Theilen der Körner oder Krystalle und schreitet dann einwärts fort, indem sie den mikroskopischen Spältchen und Rissen folgt, die den im Inneren vielfach zersplitterten Olivin nach allen Richtungen durchziehen. Wie es scheint, thun sich gerade in Folge der mit der Serpentinisirung verbundenen Volumvermehrung der Krystallmasse immer neue Spältchen auf. Und weil die an solche unregelmässig sich verzweigenden Klüftchen angrenzenden Olivintheile zuerst umgewandelt werden, gibt es ein Stadium der Metamorphose, in welchem der grössere Krystall von netzähnlich verlaufenden Adern einer fremden Materie durchzogen erscheint, welche denselben gewissermassen in mehrere ringsum eingewickelte Körner zerstückeln, deren verschont gebliebenes Innere dann noch deutlich frisch aussieht.

Das serpentinische Neubildungsproduct, welches hier offenbar auf nassem Wege unter gewöhnlichen Verhältnissen entsteht, besitzt bald eine lichter oder dunkler grünliche, bald eine rothbraune, braunrothe oder selbst gelblichrothe Farbe; es ist oft sehr zartfaserig, wobei die Fasern meist senkrecht auf den Umgrenzungslinien oder Spaltwänden stehen, oder aus abwechselnd tiefer und lichter gefärbten parallelen feinen (oft ebenfalls querfaserigen) Zonen zusammengesetzt und sendet manchmal scharfbegrenzte spitze, an den Enden etwas hellere Zacken in den Olivin hinein; selten geschieht es, dass die Olivine in ein Aggregat von concentrisch-schaligen oder radial-faserigen Kügelchen umgewandelt werden. Die alten compacten Olivinpartikel in den Maschen stechen recht grell gegen das durchflechtende serpentinische Geäder ab und gewöhnlich erscheint eine fast unvermuthet scharfe Grenze zwischen der ursprünglichen Substanz und ihrem Alterationsproduct. Eine häufige Erscheinung ist es, dass die kleineren Olivine eines Gesteins schon vollständig jener Metamorphose unterlegen sind, welche die grösseren nur erst zum Theil an den Rändern und längs der Sprünge erfasst hat. Winzige Olivine, welche man ihrer Farblosigkeit wegen nur schlecht erkannt haben würde, treten, wenn sie im umgewandelten Zustande dunkelfarbig geworden, vortrefflich hervor. Die allmähliche Aufzehrung jener Olivinkerne, deren Vorhandensein ein Mittelstadium bezeichnet, lässt sich durch ihr successives Aufgehen in Serpentin deutlich selbst an verschiedenen Stellen eines und desselben Präparats verfolgen. Die zu allerletzt durch Umwandlung der Maschensubstanz der Netze hervorgegangene Serpentinsubstanz pflegt sehr feinschuppig oder etwas blätterig-faserig zu sein. — Über weitere Erscheinungen bei diesen Vorgängen und die optischen Verhältnisse des Umwandlungsproducts s. das Gestein Serpentin.

An Olivinen in Palaeopikriten nahm R. Brauns wahr, dass die Umwandlung nicht auf Rissen, sondern ziemlich gleichmässig von aussen nach innen vorschreitet, so dass die Maschenstructur sehr zurücktritt; die entstehende Substanz ist im ganzen Bezirk des ursprünglichen Krystalls gleichmässig orientirt und löscht gleichzeitig mit dem Olivinkern im Inneren aus; sie ist ausserordentlich stark dichroitisch, blaugrün wenn die Axe c des ursprünglichen Olivinkrystalls, gelb wenn die Axe b in die Schwingungsrichtung des unteren Nicols fällt. Es scheint, dass es sich hier um ein Übergangsstadium handelt, welches bei der Umwandlung des Olivins in Serpentin vorübergehend entsteht.

Die Serpentinisirung erfasst sowohl die Olivine der Eruptivgesteine als diejenigen in den Einlagerungen der krystallinischen Schiefer. Bildet sich verhältnissmässig lichter Serpentin, so erfolgt gewöhnlich eine gleichzeitige Abscheidung des Eisengehalts in Form von Magnetit, Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat. Bisweilen ist es deutlich u. d. M. zu gewahren, dass das verbreitete Braunroth des Olivins ein weiteres Stadium der Verwitterung bezeichnet, als das Lichtschmutziggrün: in Präparaten, welche von der ursprünglichen Oberfläche des anstehenden Gesteins herstammen, sind die am weitesten davon entfernten Olivine vielleicht noch ziemlich frisch; dann folgen nach aussen zu graulichgrün umgewandelte,

darauf solche, bei denen diese Farbe z. Th. schon in Braunroth umgeändert ist, und die der Aussenseite zunächst gelegenen Olivine sind alsdann sammt und sonders braunroth geworden; bei letzteren ist auch der Umriss meistens theilweise verwischt, während er sich in der durch Schmutziggrün bezeichneten Phase noch gut erhalten hat.

In manchen Fällen dürften die grünlichen faserigen Umwandlungsproducte nicht dem eigentlichen Serpentin, sondern dem Chlorophäit, Delessit und verwandten Mineralien angehören. — In einem böhmischen Basalt fand Clements Olivin umgewandelt in ein Netzwerk von Serpentinschnüren, dessen Maschen mit Phillipsit ausgefüllt waren (Jahrb. geol. R.-Anst. 1890. 333).

Weiterhin unterliegt der Olivin nicht selten einer Umwandlung in schmutziggrüne chloritische Aggregate oder in blätterige Talkschüppchen, mit deren Ausbildung vielfach eine Ausscheidung von Magnetit verbunden ist.

Andersgeartete Umwandlungsproducte sind diejenigen, welche aus Eisenoxyden, aus Brauneisen, aus Brauneisen mit Carbonaten, Brauneisen mit Quarz oder aus allen diesen Substanzen bestehen und einerseits wohl nur aus recht eisenreichen Olivinen hervorgehen, andererseits nur in stark zersetzten Gesteinen vorkommen. Die Carbonate scheinen nach den bisherigen Untersuchungen trotz des Magnesiumgehalts im Olivin sehr arm an Magnesium zu sein. Es ist wahrscheinlich, dass jene Substanzen nicht sowohl direct aus dem Olivin, als vielmehr erst aus der Zersetzung von dessen serpentinischen, chloritischen oder delessitischen Umwandlungsproducten hervorgehen. Manche rothen oder bräunlichen Umwandlungssubstanzen, welche wie Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat aussehen, bestehen blos zum Theil aus solchem; diese Eisenverbindungen bilden nur das Pigment einer faserigen Masse, vielleicht Chalcedon, welche durch längere Einwirkung von Salzsäure blossgelegt wird. Der stark zersetzte Hyalosiderit von der Limburg im Kaiserstuhl enthält nach Knop Quarz im krystallisirten Zustande, aber ganz mit Eisenoxyd durchzogen und darum im Schliff schwer zu erkennen; grössere Krystalle lieferten bis 28 % Quarz als Rückstand bei der Behandlung mit starken Säuren. — Pseudomorphosen von Kalkspath nach Olivin wurden u. A. von Madelung (Jahrb. geol. Reichsanst. 1864. 8), Stecher (Min. u. petr. Mitth. X. 177), Brauns (Z. geol. Ges. 1888. 480) aus Pikriten und Diabasen beschrieben. — Krystalle in der Olivinform vom Calton Hill bei Edinburgh sind zufolge Tschermak zuweilen völlig in Eisenglanz umgewandelt oder es umschliesst eine Eisenglanzrinde einen Kern von ockerigem Rotheisen (Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 46. 483).

Hofmann beobachtete schon in Basalten des ungarischen Bakony, dass die am stärksten rostbraun veränderten Partieen nicht den äusseren Rand der Olivindurchschnitte einnehmen, sondern mit den ursprünglichen Krystallumrissen parallel laufende innere Zonen, oder zuweilen einen analog begrenzten Kern im Inneren darstellen; diese Erscheinungen können nach ihm nur auf einem geschichteten Aufbau aus verschiedentlich zur Umwandlung disponirten Olivinzonen beruhen. In ähnlicher Weise beginnt nach Doss bei den Olivinen syrischer

Basalte die Zersetzung in rothe Umwandlungssubstanzen nicht vom Rande und den Spalten her, sondern innerhalb einer zwischen Rand und Kern gelegenen Zone, so dass man beim Beginn der Umwandlung eine noch frische Randzone und einen noch unzersetzten Kern beobachtet, beide getrennt von einander durch eine Zone von rothem Zersetzungsproduct, welche meist der äusseren Umgrenzung parallel geht und derselben auch dann folgt, wenn der Olivin mit Einbuchtungen versehen ist, oder in unregelmässigen Körnern auftritt. Von dieser Zone aus dringt zuerst die Zersetzung faser- und haarförmig in den Kern einwärts, und erst, wenn dieser umgewandelt ist, wird auch die Randzone in die rothen Eisenverbindungen alterirt.

Jedenfalls sehr selten ist das Auftreten von biotitähnlichen Substanzen unter den Umwandlungsproducten des Olivins in Eruptivgesteinen. v. Foullon beschreibt ausführlich (Min. u. petr. Mitth. 1880. 481) eine solche Veränderung des Olivins in Melaphyren aus der Gegend von Recoaro; längs der Sprünge erstreckt sich grüner Serpentin, hinter demselben eine bräunliche, ebenfalls aggregatpolarisirende stärker dichroitische, dann einwärts, durch Übergänge verbunden, eine braune blätterige, äusserst lebhaft dichroitische Substanz (bronzegelb — tiefbraunschwarz), welche als Biotit aufgefasst wird und nun noch einen Kern von Olivin umschliesst, mit welchem sie übereinstimmend auslöscht. Die Blätterigkeit dieser auch in anderen Melaphyr-Olivinen, weiterhin von Lenk in Olivinen aus Nephelinbasalten der südlichen Rhön beobachteten glimmerähnlichen Substanz scheint parallel der brachypinakoidalen Spaltung des Olivins zu gehen, und die ihr parallel schwingenden Strahlen erleiden die stärkere Absorption. Doch ist die Natur dieser Substanz als Biotit nicht definitiv nachgewiesen und vielleicht handelt es sich nur um eine Rothfärbung und Aufblätterung des Olivins (vgl. auch Rosenbusch, Mass. Gest. 1887. 489). Sederholm erwähnt aus einem finnischen Uralitporphyr Aggregate kleiner Biotitblättchen, welche zuweilen deutlich Olivinformen entsprechen, so dass hier mit einiger Sicherheit Pseudomorphosen nach letzteren anerkannt werden könnten (Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 106). Vgl. auch die Angaben von Schuster im N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 520. 531, sowie die von Renard in Petrology of the oceanic islands 1889. 38, welcher ebenfalls die Bestimmung des Umwandlungsproducts als Biotit für gerechtfertigt hält. In ophitischen Basalten des Mont Dore fand Michel Lévy den Olivin bis auf Kerne umgewandelt in ein nach 0P des Olivins blätteriges, lebhaft rothes Mineral, mit ausgesprochenem Trichroismus, einer negativen Bisectrix und n circa 1,72; dasselbe gehört weder dem Eisenglanz noch dem Goethit an (Bull. soc. géol. (3) XVIII. 1890. 831). — Nach der Angabe von C. Schmidt soll in einem schweizer Melaphyr der Olivin in ein höchst bastitähnliches Mineral verwandelt sein, in parallele Fasern, welche in der Regel senkrecht zur Längsausdehnung des Olivins stehen, lebhafte Interferenzfarben zeigen, und beinahe farblos erscheinen wenn das Licht senkrecht, gelblichbraun wenn es parallel zu ihrer eigenen Längsaxe schwingt (N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 66). — Vélain berichtet von einer oberflächlichen Umwandlung des Olivins in Hypersthen in dem

Melaphyr von Rémémont in den Vogesen (Bull. soc. géol. (3) XIII. 1885. 550). — Allport will in Olivinen aus Trappen Englands auch eine Umsetzung in ein prehnitartiges Mineral beobachtet haben. — Die angegebenen Ersetzungen des Olivins durch ein Aggregat von Quarzkörnern (z. B. Neef in einem erratischen Melaphyrmandelstein, Z. geol. Ges. 1882. 481) brauchen nicht auf einer Umwandlung zu beruhen; es kann sich hier um eine Ausfüllungspseudomorphose handeln, um einen Absatz von Quarz in den durch Wegführung der gewöhnlichen Umwandlungsproducte hervorgebrachten Hohlraum einer Olivingestalt (vgl. auch Doss in Min. u. petr. Mitth. XI. 58). — Ebenso aufgefasst werden die Pseudomorphosen von Epidot nach Olivin, welche Bergt aus Melaphyren Venezuelas beschreibt (Min. u. petr. M. X. 1889. 329), obschon die dort auch erwähnte orientirte Verschränkung von Epidot und Olivin innerhalb der erzumsäumten Contouren des letzteren nicht gerade zu Gunsten dieser Deutung spricht.

Dem Process der Umbildung des Olivins in Serpentin, Eisenverbindungen u. s. w. steht als verschieden derjenige gegenüber, bei welchem es zur Neubildung von Amphibolmineralien (und Pyroxenen) kommt. Zuerst hat auf einen solchen Vorgang Törnebohm in schwedischen Gabbrogesteinen aufmerksam gemacht (N. Jahrb. f. Min. 1877. 267. 383). Das Umwandlungsproduct besteht aus einem Filz von fast farblosen strahlsteinartigen Hornblendenadeln, welche am äusseren Olivinrande entspringend, einwärts in divergirenden Büscheln hineinragen; im Inneren tritt bisweilen ein chlorit- oder serpentinähnliches Mineral ohne deutliche Structur auf, Magnetitkörner liegen dazwischen verstreut, der Kern besteht wohl noch aus frischem Olivin. Auch beobachtete er zwei Umwandlungszonen: eine innere farblose radialfaserige (wahrscheinlich Tremolit) und eine äussere, ebenfalls etwas radialfaserige, aus grünen stark dichroitischen Hornblendekörnchen bestehend. Diese letztere findet sich überall und nur da, wo Plagioklas an den Olivin angrenzt, und Törnebohm war schon mit Recht geneigt, anzunehmen, dass diese Zonen in Folge einer beeinflussenden Wechselwirkung zwischen Plagioklas und Olivin entstanden seien, wobei die innere auf Kosten des Olivins, die äussere auf Kosten des Plagioklases gebildet wurde. Wo Olivin an Augit oder Diallag grenzt, werden beide Zonen stets vermisst. Ganz ähnliche Beobachtungen hat Becke an Olivingabbros aus dem niederösterreichischen Waldviertel und von Rosswein im sächsischen Granulitgebirge angestellt (Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 350. 358. 450); wo Olivin an Plagioklas grenzte, traten solche Zwischenbildungen in drei Schichten auf, von denen die aus dem Olivin unter Einfluss des Feldspaths gebildete aus stengeliger Hornblende bestand. Auch in Kersantiten des niederösterreichischen Waldviertels fand Becke den Olivin in einen Filz von Amphibolnadeln mit spärlich beigemengtem Serpentin oder Chlorit und Magnetit umgewandelt (ebendas. V. 1883. 163). Becke schlägt für diese Pseudomorphose von Amphibol nach Olivin den Namen Pilit vor. Von einer Umwandlung des Olivins aus Olivindiabasen des Gouv. Olonez theils in Hornblende, theils in chloritische Substanz berichtete Kolenko im N. Jahrb. f. Min. 1885. II. 90. In der Minette aus dem Plauen'schen Grunde fand Doss

Olivinpseudomorphosen, bestehend aus pilitischer Hornblende oder einem Gemenge aus Pilit, Biotit, Talk und Magnetit. — Bisweilen treten in diesen Rändern auch andere oder mehrere Amphibolvarietäten auf. In einem Gabbro des niederösterr. Waldviertels gewahrte Becke den Olivin verändert in ein radialstengeliges Aggregat von Anthophyllit mit der Hornblendespaltbarkeit und gerader Auslöschung, aussen von schuppigem Klinochlor umgeben. In dem Vorkommniss von Rosswein, wo die radialfaserige Rinde bisweilen 5—6 mm breit ist, besteht die innere seidenglänzende Zone wohl nur aus fast farblosen, reichlich mit Magnetit durchstreuten Anthophyllitnadeln, die äussere magnetitfreie aus aktinolithähnlicher Hornblende, in kleinen kurzen Individuen, zwischen denen bisweilen spärlich grünliche Spinelle liegen. Auch in einigen Gabbrovarietäten des Lizard finden sich zwischen den zersetzten Olivinen und dem Feldspath zwei Zonen: die innere ist farbloser seidenglänzender Anthophyllit und zweifellos ein Umwandlungsproduct des Olivins, die äussere grüne aktinolithische Hornblende, deren Nadeln oft radial stehen (Teall, Min. Magaz. VIII. 1888. 116). — Andererseits kommen aber an solchen Orten neben dem monoklinen (oder rhombischen) Amphibol auch Pyroxenränder vor. In Hornblende-Olivingesteinen der Cortlandt-Series am Hudson beobachtete G. H. Williams, dass da, wo Olivin an Feldspath grenzt, sich zwischen beiden eine doppelte Zone zeigt: die dem Olivin zugekehrte besteht aus eckigen Körnern eines farblosen Pyroxens, die dem Feldspath zugewandte aus radialstrahligen Büscheln bläulichgrüner, stark pleochroitischer Hornblende. Ganz übereinstimmend sind nach Frank D. Adams um die Noritolivine des Saguenay-River innere Zonen von pleochroitischen runden Hypersthenkörnern, äussere von radialen Hornblendenadeln entwickelt. — Bei der peripherischen Umwandlung des Olivins in Amphibol ist mehrmals, z. B. von Törnebohm und Lacroix eine Granatbildung wahrgenommen worden.

Die Entstehung dieser Umwandlungsränder ist in sehr verschiedener Weise gedeutet worden. Rosenbusch hebt hervor, dass die Umwandlung des Olivins in Amphibolmineralien bisher nur aus dem Gebiet der krystallinischen Schiefer und den darin aufsetzenden Eruptivgesteinen bekannt sei und zieht, wie auch Lehmann und Hatch den Schluss, dass man es hier — im Gegensatz zur Serpentinisirung, Chloritisirung u. s. w. — mit einem dynamometamorphen Vorgang zu thun habe; dafür haben sich auch Doss und Schuster ausgesprochen. — R. Brauns dagegen betrachtet die in dem Palaeopikrit von Bottenhorn im hessischen Hinterlande in den Olivin hineinziehenden Tremolitbüschel und die im Serpentin auftretenden Tremolitbüschel als Producte gewöhnlicher Verwitterung; bemerkenswerth ist noch, dass hier kaum der Feldspath für die Tremolitbildung mitverantwortlich gemacht werden kann, denn es ist der Augit, welcher zwischen den Olivinkörnern sitzt, und das Gestein führt überhaupt nur ganz spärlichen Feldspath. — Auch G. H. Williams hat sich gegen Entstehung der von ihm »reactionary rims« genannten Erscheinung durch Gebirgsdruck, andererseits für eine ursprüngliche Bildung ausgesprochen: »it is difficult to conceive of them as produced after the rock had entirely solidified; they may have been formed by a reaction between

feldspar and olivine while at least one of them — the feldspar — was crystallizing, although in some cases the formation of the aktinolite seems to have continued after this time« (Amer. journ. sc. XXXI. 1886. 36). Frank D. Adams hob speciell hervor, dass in den Noriten vom Lake St. John, wo diese Zonen besonders gut entwickelt sind, »there is practically no evidence of great dynamic action«, und er führt, ähnlich wie Williams, die Zonen zurück auf die »caustic action of the molten magma before the solidification of the rock« (Canadian record of sc. 1891. 357). — Noch wieder anders stellt sich Lacroix zu dieser Frage: in dem Olivingabbro von Pallet (Loire inférieure), wo der Olivin (blos wo er an den Plagioklas angrenzt) von einer Aureole umgeben ist, die innen aus Tremolit, aussen aus grünem faserigem Amphibol besteht, will er hierin überhaupt keine Umwandlungserscheinung und kein »phénomène de contact«, sondern »un faciès normal de la roche« sehen. — Bayley, welcher in einem Gabbro aus Minnesota zwischen Olivin und Feldspath, ferner um Biotit und Magnetit solche Faserränder beobachtete, fand mehrfach zwischen ihnen und dem umgebenen Mineral noch eine sehr schmale, für Augit gehaltene Zone; er spricht sich gegen die Auffassung des Faserrandes als reaction-rim aus, weil derselbe ununterscheidbar mehrere abweichende Mineralien umsäumt und hält den Ring selbst hier für eine sehr zart mikropegmatitähnliche Verwachsung von Plagioklas und Pyroxen, entstanden während der Erstarrung des Gesteins durch Absatz auf den vorhandenen früheren Ausscheidungsproducten; er vergleicht die Faserzone mit der mikropegmatitischen Plagioklas-Pyroxen-Zone, welche v. Camerlander um Granaten (S. 367) wahrnahm (Am. journ. sc. XLIII. 1892. 515).

Da so häufig der Olivin in den Felsarten stark umgewandelt erscheint, ohne dass die benachbarten Gemengtheile besonders hervorstechende Merkmale der Veränderung an sich tragen, selbst diejenigen nicht, welche sonst als ziemlich angreifbar gelten, so ist mit Rücksicht auf diese geringe Widerstandsfähigkeit des Olivins gewiss der Schluss gestattet, dass Gesteine, in denen das Mineral die ursprüngliche Beschaffenheit noch mehr oder weniger besitzt, wesentlichen Zersetzungsprocessen bis jetzt nicht unterworfen gewesen sind.

Granatgruppe.

Regulär. Die verschiedenen Glieder der umfangreichen Granatgruppe zeigen in den Gesteinen gewöhnlich ∞O{110}, auch mitunter 2O2{211}, häufiger beide combinirt. Die Durchschnitte der krystallisirten Individuen sind daher meist quadratisch oder sechsseitig, auch achtseitig oder etwas abgerundet; je granatreicher das Gestein ist, desto weniger scharf geradlinig pflegen die Umrisse zu sein; bisweilen setzen sich mehrere Körner zu einem scheinbar einfachen Individuum zusammen. Regellose Körner von grösseren und kleineren Dimensionen; diejenigen der krystallinischen Schiefer zeigen u. d. M. oft sehr bizarre zackige aus- und eingebuchtete Umrandung mit schwanzähnlichen Ausstreckungen. Granat bildet auch körnige bis dichte Aggregate. — Spaltbarkeit gewöhnlich gar nicht wahrzunehmen,

eine bisweilen hervortretende anscheinende Spaltbarkeit nach ∞O {110} ist wohl mehr als Absonderung zu betrachten; Bruch muschelig bis uneben und splitterig; u. d. M. zeigen sich zahlreiche unregelmässig verlaufende Sprünge. — H. = 6,5...7; G. = 3,4...4,3, verschieden nach der chemischen Zusammensetzung; in den Magnesia-Thongranaten herab bis 3,15. Sehr verschieden gefärbt, ebenfalls nach Maassgabe der chem. Mischung, in den Gesteinen meist roth, braun und schwarz. Glas- bis Fettglanz, pellucid in allen Graden. Der Brechungsindex aller Granaten ist in charakteristischer Weise hoch, auch die Dispersion stark; so ergab: rother Almandin von Ceylon: 1,772 (für Roth, Des Cloizeaux); rother Almandin vom Zillerthal 1,7670 (für Gelb, Reusch); nach Tschichatscheff rother Granat von Auerbach: 1,7645 (für Roth), 1,7714 (für Gelb), 1,7796 (für Grün); nach demselben hellgelbbrauner Granat (Grossular) von Auerbach: 1,7368 (für Roth), 1,7468 (für Gelb), 1,7593 (für Grün); nach Reusch Pyrop aus dem Orient: 1,7776 (für Roth), 1,8141 (für Gelb), 1,8288 (für Violett); nach Mie (Osann) Almandin vom Hoyazo 1,809 (für Roth), 1,813 (für Gelb). — Die Granaten der Gesteine pflegen im Allgemeinen isotrop zu sein und nicht jene Erscheinungen der abnormen Doppelbrechung zu zeigen, welche an anderen Vorkommnissen bekannt und in mineralogischer Hinsicht von sehr grossem Interesse sind; doch kommen auch hier, namentlich an den Individuen der Granatfelsen und gewisser Hornfelsen solche Erscheinungen vor; bisweilen sind es zonar aufgebaute Granaten, deren einzelne Schichten chromatisch polarisiren, bisweilen zeigen Schnitte durch das Rhombendodekaëder parallel der Würfelfläche eine diagonale Feldertheilung mit Auslöschungen parallel und senkrecht zu den Quadraträndern, im convergenten Licht mit Axenaustritt auf jedem Felde; Schnitte nach der Oktaëderfläche zeigen nahe der Oberfläche in dem Dreieck drei Felder, durch das Centrum geführt in dem dann entstehenden Sechseck sechs Felder, wobei die Auslöschungen in den gleichseitigen Feldern parallel und senkrecht zu den Basen dieser Dreiecke gelegen sind. Weiteres über diese, in petrographischer Hinsicht minder wichtigen Phänomene siehe in den Abhandlungen von Wichmann (Poggendorff's Annal. CLVII. 1876. 282), v. Lasaulx (N. Jahrb. f. Min. 1876. 630), namentlich in der zusammenfassenden und reichhaltigen von C. Klein (N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 87); auch Brauns, Die optischen Anomalieen der Krystalle 1891. 243. — Über nadelförmige Einschlüsse im Granat, parallel den Kanten von ∞O vergl. Mügge, N. Jahrb. f. Min. 1889. I. 240.

Chem. Zusammensetzung äusserst schwankend, doch stets nach der allgemeinen Formel $\overset{II}{R}_3(\overset{VI}{R_2})Si_3O_{12}$ oder $R_3(R_2)[SiO_4]_3$, worin $\overset{II}{R}$ = Ca, Mg, Fe, Mn, $(\overset{VI}{R_2}) = (Al_2), (Fe_2), (Cr_2)$; nach den letzteren Sesquioxyden unterscheidet man Thongranaten, Eisengranaten, Chromgranaten. Die einzelnen Grundverbindungen, z. B. $Ca_3(Al_2)Si_3O_{12}$, $Ca_3(Fe_2)Si_3O_{12}$ u. s. w., welche daher neutrale Silicate sind, mischen sich in der verschiedensten Weise isomorph miteinander. Wahrscheinlich tritt unter den Monoxyden auch Cr (als CrO), vielleicht unter den Sesquioxyden auch Mangan (als Mn_2) auf. Namentlich häufig mischen sich Thongranat und

Eisengranat, bisweilen auch Thongranat und Chromgranat. — V. d. L. schmelzen die Granaten ziemlich leicht (Kalk-Eisengranaten am schwersten) zu einem Glas, welches oft magnetisch ist; mit Phosphorsalz geben alle ein Kieselskelett. Von Salzsäure werden sie roh nur sehr wenig, nach vorheriger Schmelzung aber leicht und vollständig zersetzt mit Ausscheidung von Kieselgallert. Auch Flusssäure greift den rohen Granat nur äusserst wenig an.

Als Gesteinsgemengtheile kommen namentlich folgende Granatvarietäten vor:

Almandin oder edler Granat, columbin-, blut-, kirsch- oder bräunlichroth bis röthlichbraun, meist krystallisirt, selten derb und schalig zusammengesetzt, durchsichtig und durchscheinend; in den Präparaten mit verschieden rothen Farben durchscheinend, gewöhnlich ganz frisch, auch optisch in der Regel normal beschaffen. In chemischer Hinsicht Eisenthongranat; G. = 4,1...4,3. In manchen Eruptivgesteinen, Graniten und Syeniten, Porphyriten, auch in Andesiten (z. B. Ungarns) als accessorischer Gemengtheil (vielleicht in letzteren als fremder Einschluss); wenn krystallisirt, dann vorwiegend als 2O2{211}. Eine viel grössere Verbreitung gewinnt er, ebensowohl makro- als mikroskopisch in den krystallinischen Schiefern, wie Gneiss und Granulit, Glimmerschiefer, Chloritschiefer u. s. w. Rosenbusch führt an, dass er, wenn überhaupt auskrystallisirt, hier in den feldspathreichen Schiefern vorherrschend 2O2{211}, in den feldspatharmen vorwaltend ∞O{110} zeige, was im Allgemeinen Gültigkeit haben mag. Hier wird durch den Granat bisweilen eine centrische Structur erzeugt, indem das rundliche Mineral als Ansatzpunkt vieler radial herumgestellter anderer Gesteinsgemengtheile dient. Mit Quarz, oder Amphibol, oder Pyroxen geht der Granat hier wohl eine schriftgranitähnliche Verwachsung, ein Beispiel der Implicationsstructur ein. Mikroskopische Einschlüsse benachbarter Gesteinsgemengtheile sind nicht selten, solche von Magnet- und Titaneisen, Quarz, Amphibol, Pyroxen, Sillimanit, Biotit, Rutil, Turmalin, Spinell, auch Zirkon; zuweilen erscheinen wohl Flüssigkeitseinschlüsse. G. Rose fand in einem Granitgeschiebe aus Pommern den kleinen Kern des Granats regelmässig aus Quarz bestehend (Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 421). Der Granat aus einem Amphibolit des niederösterr. Waldviertels ist zufolge Becke so reich an Quarzeinschlüssen, dass er wie siebartig durchlöchert aussieht, ein anderer so erfüllt von winzigen Quarzkörnern, dass er zwischen gekreuzten Nicols wie ein feinkörniges Aggregat doppeltbrechender Mineralien erscheint. Die sonst von Interpositionen ziemlich freien Granaten der Granulite enthalten vielfach kleinere besser krystallisirte Granaten in sich, welche manchmal noch winzigere Individuen derselben Art von wenigen Tausendstel mm Durchmesser umschliessen. Hiermit ist die Erscheinung nicht zu verwechseln, dass rhombendodekaëdrische Hohlräume im Granat (sog. negative Krystalle) mit Quarz erfüllt vorliegen. Bisweilen ist der Granat derartig mit fremden Mineralien überladen, dass er sich nur wie eine Haut perimorphosenartig um deren Aggregat spannt. In dem Granat eines Glimmerschiefers aus dem Val Piora liegen nach C. Schmidt Quarz, Zoisit, Turmalin, Rutil, Magnetit kreuz und quer. — In den mechanischem Gebirgsdruck ausgesetzt gewesenen Schiefern finden sich die

Granatdurchschnitte wohl u. d. M. von parallelen Fracturlinien durchzogen, welche in den Individuen eines Präparats annähernd denselben Verlauf besitzen und längs deren wohl Verschiebungen stattgefunden haben.

Zu dem gemeinen Granat scheint man mehr die Vorkommnisse in den Einlagerungen der krystallinischen Schiefer, wie im Eklogit, Kinzigit, Eulysit, Pyroxengranulit, anderen Pyroxengesteinen, auch mancher Amphibolite rechnen zu sollen; sie sind in grösseren Individuen meist minder pellucid, rothbraun bis gelblichroth (im Dünnschliff bisweilen fast farblos), und wenn auch hier die mikroskopischen Einschlüsse begleitender Mineralien, die Function als Structurcentrum, die schriftgranitähnliche Verwachsung wiederkehren, so scheinen doch diese Granaten sich durch die geringe Neigung zur Krystallisation, durch die oftmalige zonare Structur, durch das Auftreten von abnormer Doppelbrechung und durch grössere Neigung zur Umwandlung zu unterscheiden. Eine scharfe Grenze ist allerdings hier wohl nicht zu ziehen. Der eigentliche gemeine Granat ist wesentlich ein Kalkeisenoxydgranat, gemischt mit etwas Eisenoxydul-Thonerde-, und Kalk-Thonerdegranat. Es kommen auch nur schwach durchscheinende bis undurchsichtige derbe, körnige bis dichte Aggregate (letztere Allochroit genannt) von grünen, gelben und braunen Farben vor.

Von den Umwandlungen dieser Granaten ist diejenige in ein Aggregat von Chlorit (mit und ohne Magnetit-Ausscheidung) seit langer Zeit makroskopisch vielorts beobachtet und oft mikroskopisch getroffen worden. Eine andere offenbar minder häufige Umwandlung findet in grünliche Hornblende statt. Weiterhin ist auch eine seltene Veränderung in braunen Biotit constatirt worden (Verh. geol. R.-Anst. 1889. 177). An haselnussgrossen Granaten in einem eigenthümlichen, dem Granulit eingeschalteten Gestein vom Bahnhof bei Waldheim beobachtete Sauer um einen noch frischen Kern zuerst eine grünliche dichte serpentinöse Substanz, sodann als weitere aus dieser hervorgehende Zone faserig- bis feinblätterige lichtgrüne Hornblende, endlich aussen eine Umwandlung der letzteren in grobblätterigen Biotit; verworren schuppige Biotitkugeln, pseudomorph nach Granat, kommen so vor (Z. geol. Ges. 1886. 705). Auch Benno Kühn gibt in einem argentinischen Schiefergestein eine Umwandlung von Granat in Hornblende an, welche sich dann weiter in Chlorit und Epidot umsetzt. In Amphibolschiefern der tiroler Centralalpen gewahrte Cathrein eine verschiedenartige Umwandlung der Granaten, nämlich einerseits in passauitähnlichen Skapolith, sodann in Epidot, ferner auch in Oligoklas, der selbst wieder in Saussurit umgesetzt erscheint (vgl. Z. f. Kryst. X. 1885. 433).

Der blassgrünliche und gelbliche durchscheinende Grossular ist der in den körnigen Kalken als accessorischer Gemengtheil vorwiegend verbreitete Granat, welcher auch in den contactmetamorphischen Kalksilicathornfelsen eine Rolle spielt. Manchmal gut krystallisirt als ∞O oder 2O2 oder in der Combination beider; er ist relativ leicht schmelzbar und spec. leicht (3,4—3,6), chemisch vorwaltend Kalk-Thonerdegranat, gemischt mit etwas Eisenoxydul-Thonerdegranat. In den Schliffen wird er fast ganz farblos und zeigt er oft Zonarstructur

(u. a. auch Gegensatz von dunklerem Kern und hellerer Hülle) mit optischen Anomalien. Umwandlungserscheinungen pflegen zu fehlen. An Interpositionen können Kalkspath, Quarz und andere Gemengtheile des körnigen Kalks wie Wollastonit, Vesuvian, Epidot, Graphit vorhanden sein, auch Flüssigkeitseinschlüsse.

Spessartin ist der Name für einen in grösseren Individuen meist lichtschmutzig-bräunlichen Manganoxydul-Thonerdegranat; der von Aschaffenburg im Spessart enthält nach v. Kobell über 27% Manganoxydul gegen 13 Eisenoxydul; in anderen allerdings wohl nicht als Gesteinsgemengtheile auftretenden Spessartinen steigt der Gehalt an Manganoxydul selbst auf 44%; recht reich daran ist einer von Salm-Château in den Ardennen. Minder manganreich ($11\frac{1}{2}$ bis 15% MnO) sind die viel Eisenoxyd (bis 21%) führenden schön rothen und durchsichtigen Granaten, welche Heddle aus Graniten in Rossshire analysirte. Klement fand 14,72 MnO auf 15,53 FeO in dem Granat aus Dumont's »Quartzite grénatifère« der Gegend von Bastogne. — Zum Spessartin gehören Granaten aus granitischen Gesteinen (auch der blutrothe aus dem Porphyrit von Ilfeld am Harz, zufolge Des Cloizeaux), sodann die mikroskopischen theils blass gelbröthlichen theils fast ganz farblosen Rhombendodekaëder und Körner, welche einen grossen Theil der violetten und isabellfarbigen Lagen der Wetzschiefer in den Ardennen bilden (Viel-Salm, Ottrez, Hébronval), weiter die oben erwähnten aus dem Quarzit der Gegend von Bastogne, wo grössere Rhombendodekaëder parallel den Hauptaxen-Ebenen äusserst zierliche Aneinanderreihungen von Interpositionen (wie es scheint aus Quarz und Muscovit bestehend) enthalten, so dass die Durchschnitte eine gewisse Ähnlichkeit mit denen des Chiastoliths erlangen (zufolge Renard). Auch der merkwürdige Granat, welchen Cross in Lithophysen eines Rhyoliths von Nathrop in Colorado fand, ist mit 29,48% MnO ein Spessartin. Der Spessartin scheint nicht zur Umwandlung zu neigen.

Der Melanit, ein Kalkeisenoxydgranat, findet sich als grössere sammtschwarze undurchsichtige Krystalle (stets als $\infty O . 2O2$ ausgebildet) und mikroskopische Individuen in Leucitphonolithen, Phonolithen, Nepheliniten, Tephriten also in nephelinführenden, alkalireichen, basischen jüngeren Eruptivgesteinen und in deren Tuffen, wie im Peperin. Damour erhielt im Melanit von Frascati 1% Titanoxyd, welchem er die schwarze Farbe zuschreibt, weil ein hellgrüner und durchscheinender Granat von Zermatt noch eisenreicher, und fast ein normaler Kalk-Eisengranat ist; Knop fand im Melanit von Frascati 3,02, Soltmann in dem von Oberrothweil (Kaiserstuhl) gar 11,01 Titansäure (und 1,28 Zirkonsäure); im Melanit von Newhaven konnte dagegen E. Dana keine Titansäure nachweisen. Der Melanit wird im Durchschnitt braun und ist oft sehr deutlich aus mehreren bestimmt abgegrenzten, lichteren und dunkleren abwechselnden Schichten aufgebaut, an denen anomale Doppelbrechung kaum beobachtet wird. Von den seltenen Einschlüssen treten etwa Apatitnädelchen (oder Augitmikrolithen), bisweilen dem Schichtenverlauf parallel gerichtet, zwischen gekreuzten Nicols farbig daraus hervor. Die Melanite aus dem Peperin von Frascati führen nach Rosenbusch oft einen vollständig farblosen, scharf krystallographisch be-

grenzten Kern. Diese Melanite scheinen in den erwähnten Eruptivgesteinen zu den ältesten Ausscheidungen zu gehören. Umwandlungserscheinungen werden nicht wahrgenommen.

Der Granat der Olivingesteine und namentlich der aus ihnen entstandenen Serpentine ist zum grossen Theil der Pyrop Werner's, eine dunkelhyacinthrothe bis blutrothe Varietät, äusserst selten krystallisirt, in undeutlichen Hexaëdern mit convexen und rauhen Flächen; gewöhnlich nur in rundlichen Körnern. — Bruch vollk. muschelig; H. = 7,5; durchsichtig bis stark durchscheinend. Der Pyrop ist wesentlich ein Magnesia-Thongranat, gemischt mit Eisen-Thongranat, ausserdem ist etwas Chrom vorhanden, welches als Chromoxydul anzunehmen ist; Moberg's, mit einer früheren von v. Kobell im Allgemeinen recht wohl übereinstimmende Analyse ergab 41,35 Kieselsäure, 22,35 Thonerde, 15 Magnesia, 9,94 Eisenoxydul, 5,29 Kalk, 4,17 Chromoxydul und 2,59 Manganoxydul, was der Granatformel sehr gut entspricht. Sonach wäre im Pyrop noch Chrom-Thongranat zugemischt. V. d. L. geglüht wird er schwarz und undurchsichtig, während der Abkühlung aber wieder roth und durchsichtig; stärker erhitzt schmilzt er etwas schwierig zu einem schwarzen glänzenden Glas; mit Borax gibt er die Reaction des Chroms; von Säuren wird er roh gar nicht, geschmolzen nur unvollständig zersetzt. — Der Pyrop ist in Dünnschliffen röthlich durchscheinend und gewöhnlich frei von mikroskopischen Interpositionen. Oft dient er als Structurcentrum für Pyroxenmineralien oder deren Umwandlungsproducte sowie für andere longitudinale Gemengtheile.

Kelyphit nennt Schrauf die bekannte lichtgraubraune, aus concentrischen und radialstrahligen Fasern bestehende Schicht, welche stets in einer Dicke von $\frac{2}{3}$—1 mm die im Serpentin eingewachsenen Pyropen umgibt (weil sie um dieselben wie eine Nussschale um einen Kern liegt); H. = 6,5...7; G. = 3,064. Die Zus. des K. von Prabsch bei Krzemze, s.-w. von Budweis ist 40,4 SiO_2, 13,4 Al_2O_3, 2,5 Fe_2O_3, 1,7 Cr_2O_3, 7,0 FeO, 27,4 MgO, 5,1 CaO, 0,3 MnO, 2,2 Glühverlust; selbst als feinstes Pulver sehr schwierig aufschliessbar, durch kochende Säuren schwach aber erkennbar angreifbar. Schrauf hält den K. für ein pyrogenes Contactgebilde, entstanden durch die Mengung von Pyrop- und Olivinmagma, und versucht die obige Zus. als eine von 2 Mol. Pyrop + 1 Mol. Olivin zu deuten. Ähnliche Kelyphite finden sich zu Pétrempré in den Vogesen, zu Greifendorf in Sachsen, zu Karlstetten in N.-Österreich. v. Lasaulx zeigte indessen, dass nicht nur jene genetische Ansicht unwahrscheinlich, sondern der sog. Kelyphit auch keineswegs stets gleichartig zusammengesetzt oder überhaupt ein chemisch oder krystallographisch individualisirtes Mineral sei. Der Ausgang zur Bildung der Kelyphitrinde liege in einer Verwachsung von Mineralien der Pyroxen-Amphibolgruppe um Granatkerne, sei es, dass schon mit dieser Verwachsung eine ursprüngliche radialstengelige und faserige Structur verbunden war, oder dass dieselbe sich erst auf Grund einer durch die Umwandlung der ursprünglichen Pyroxen-Amphibolzone bedingten Ausfransung und Faserung secundär vollkommener entwickelte. — Becke, welcher ähnliche Rinden um Granat aus einem Olivin-

gestein von Steineck untersuchte, befand dieselben aus zwei Substanzen gemengt, aus isotropem Picotit und einem doppeltbrechenden Mineral der Pyroxen-Amphibolgruppe, vielleicht Hornblende. Er denkt an eine Umwandlung des Pyrops unter Mitwirkung des Olivinsilicats, indem $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ (Pyrop) + Mg_2SiO_4 (Olivin) = Al_2MgO_4 (Spinell) + $Mg_4Si_4O_{12}$ (Amphibol). Schrauf hatte seinen Kelyphit schwach, v. Lasaulx den von ihm untersuchten (von derselben Fundstelle) stark doppeltbrechend genannt. Bisweilen ist übrigens ehemaliger Pyrop ganz durch Kelyphit ersetzt. — Aussen ist die fasrige Kelyphitrinde sehr oft von einer hellen, stärker lichtdurchlässigen körneligen Zone umgeben, welche dieselbe gegen den Serpentin abgrenzt und ebenfalls verschiedene Deutungen erfahren hat: Schrauf betrachtete sie als Olivin, v. Lasaulx erklärte sie als Chromdiopsid, nach Becke ist sie in dem Vorkommniss von Steineck ein Gemenge von wohl vorwaltendem Bronzit, Hornblende und spärlichem Diallag. Dieser äusseren Zone fehlt jedenfalls das Spinellmineral (vgl. über den Kelyphit Z. f. Kryst. VI. 1882. 358; Sitzungsber. niederrhein. Ges. 3. Juli 1883; N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 21; Min. u. petr. Mittheil. VII. 1886. 253; Verh. geol. R.-Anst. 1885. 354). C. v. Camerlander hebt im Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 134 hervor, dass bei Prachatitz um die Granaten mikropegmatitähnliche Verwachsungen von Augit und Plagioklas sitzen, welche, wenn sie sehr feinbüschelig werden, an die Kelyphitrinden erinnern. — Der Kelyphit ist allerdings zwar weder eine übereinstimmend beschaffene noch wohl auch eine homogene Mineralsubstanz, immerhin aber gerade für die in Olivingesteinen und Serpentinen befindlichen Granaten charakteristisch; um die Granaten anderer, nicht so magnesiareicher Felsarten pflegt eine solche Kelyphitrinde nicht ausgebildet zu sein. Dies scheint doch darauf zu verweisen, dass eine Beziehung zwischen ihr und dem umgebenden Magnesiasilicat vorliegt. Am ehesten wird sie verglichen mit der in ihrer Entstehung auch noch zweifelhaften amphibolischen oder pyroxenischen Zone zwischen Olivin und Feldspath in den Gabbros.

Cordierit.

Rhombisch, $\infty P\{110\} = 119^\circ 10'$; die meist undeutlich ausgebildeten aber bisweilen ziemlich grossen Krystalle sind kurz säulenförmig, erscheinen fast wie hexagonale und zwölfseitige Prismen und zeigen oft eine schalige Zusammensetzung nach $0P\{001\}$, bisweilen auch eine auffallende Abrundung ihrer Kanten und Ecken. Zwillings- und Durchkreuzungs-Drillingsbildungen nach einer Fläche von $\infty P\{110\}$, wonach auch polysynthetische Zwillingsbildung stattfindet; dadurch entstehen ganz aragonitähnliche Verwachsungen; im regelmässigsten Falle ist bei den Querschnitten eine Theilung in 6 Felder ersichtlich, deren Grenzen in den Hexagon-Ecken verlaufen und von denen je zwei gegenüberliegende Felder optisch gleich orientirt sind; in den einzelnen Feldern finden sich nicht selten Lamellen und Zwickel eingeschlossen, die mit benachbarten Feldern optisch übereinstimmend orientirt sind. Nur selten ist der centrale Theil einheit-

lich, die sechsfache Feldertheilung auf die Peripherie beschränkt; bisweilen erscheint die Zwillingsbildung blos als eine einfache Feldertheilung. Ferner wird eine Zwillingsbildung nach einer Fläche von $\infty \breve{P} 3$ {130} aufgeführt, welche sich aber auch so deuten lässt, dass die Zwillingsebene hier ebenfalls ∞P, indess die Verwachsungsebene normal zu dieser ist. Spaltbarkeit nach $\infty \breve{P} \infty$ {010} ziemlich deutlich, auch Spuren nach $\bar{P} \infty$ {101}; Bruch muschelig bis uneben. H. = 7...7,5; Gew. = 2,59...2,66, sehr ähnlich dem des Quarzes. Farblos, aber meist gefärbt, bläulichweiss, bläulichgrau, violblau, indigo- bis schwärzlichblau, gelblichweiss, gelblichgrau bis gelblichbraun; Glasglanz, im Bruch mehr Fettglanz; durchsichtig bis durchscheinend Sowohl der Brechungsexponent als die Doppelbrechung sind schwach. Des Cloizeaux ermittelte am ceylonischen für gelbes Licht $\alpha = 1{,}537$, $\beta = 1{,}542$, $\gamma = 1{,}543$; an dem von Haddam $\alpha = 1{,}5525$, $\beta = 1{,}5615$, $\gamma = 1{,}5627$: Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ im Mittel nur 0,008: β nach Osann = 1,5438, nach M. Lévy u. Lacroix = 1,536 (erstere Zahl fast der Brechungsexponent des Canadabalsams). Im Dünnschliff gehen die Interferenzfarben kaum über das Gelb I. Ordn. hinaus. Die optischen Axen liegen im Makropinakoid, ihr Neigungswinkel ist sehr schwankend und wird durch Temperaturerhöhung grösser; Doppelbrechung negativ, die spitze Bisectrix fällt in die Verticalaxe: $a = \mathfrak{b}$, $b = \mathfrak{c}$, $c = \mathfrak{a}$. Dispersion $\varrho < v$ schwach. In basischen Schnitten durch Zwillinge und Drillinge sind im parallelen pol. Licht die Auslöschungsrichtungen und im convergenten die normal zu den Hexagonseiten stehenden Axen-Ebenen für zwei benachbarte Individuen um 60° gegen einander geneigt. Ausgezeichneter Trichroismus; zu dem S. 91 nach Haidinger gegebenen Schema ist noch zu bemerken, dass in anderen Cordieriten, z. B. den von Osann und Hussak untersuchten $\mathfrak{a}$ gelblichweiss, $\mathfrak{b}$ dunkelviolett, $\mathfrak{c}$ etwas heller violett ist, also die Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$. Über pleochroitische Höfe im Cordierit um die vielfach eingewachsenen kleinen Zirkonkörnchen vgl. S. 91. Der Hof erreicht sein Maximum, wenn das Licht parallel c schwingend durch die Platte geht; gehen die Schwingungen parallel a oder b, so verschwindet der Hof, und daher zeigen Schnitte nach der Basis die Erscheinung nicht. — Chem. Zus.: Die älteren Analysen ergeben durchschnittlich 49 bis 50 Kieselsäure, 32 bis 33 Thonerde, 5 bis 9 Eisenoxyd, 10 bis 12 Magnesia; die meisten auch einen ganz kleinen Gehalt an Manganoxydul, Kalk und Wasser. Farrington zeigte an ganz frischem Material, dass der Wassergehalt von 1,6% ursprünglich, und dass fast alles Eisen, mit Ausnahme von ca. 0,5% Eisenoxyd als Eisenoxydul zugegen ist; er stellte darnach $H_2(Mg, Fe)_4(Al_2)_4Si_{10}O_{37}$ als Formel auf (früher $Mg_2(R_2)_2Si_5O_{18}$, worin $(R_2) = Al_2 + Fe_2$). — V. d. L. schmilzt er nur schwierig in Kanten zu Glas; wird von Säuren nur wenig angegriffen.

In Dünnschliffen wird der Cordierit blassbläulich oder blassgelblich, je nach der Richtung des Schnittes, bis nahezu farblos und in dieser dünnen Vertheilung ist der Pleochroismus oft kaum merkbar; dann ist es oft gar nicht leicht, ihn von dem in der Regel mit vorkommenden Quarz zu unterscheiden, welcher auch einen ganz ähnlichen Brechungsexponenten besitzt. Als diagnostische Momente können eventuell folgende gelten: a) eine nicht allzu dünne Cordieritschicht wird wohl

durch Glühen etwas intensiver pleochroitisch, auch oft etwas gebräunt (vgl. S. 123); der Quarz besitzt und erlangt keinen Pleochroismus. b) bisweilen gelingt es, den Cordierit durch Glühen mit Kobaltsolution blau zu färben. c) der im Präparat mit Kieselflusssäure behandelte Cordierit liefert eine Lösung, welche beim Eintrocknen die rhomboëdrischen Kryställchen des Kieselfluormagnesiums (vgl. S. 134) gibt. d) Kieselflusssäure, sowie heisse Schwefelsäure erzeugen wohl auf Cordierit Ätzfiguren von rhombischer Symmetrie. — Auch die frischesten Cordierite pflegen längs Spältchen schon zart metamorphosirt zu sein; das Umwandlungsproduct erscheint makroskopisch im Dünnschliff als feine trübe Streifchen, welche Sprüngen entsprechen, u. d. M. sind es scharfbegrenzte ganz blass grünlichgraue Körnchen und Fäserchen, die im polarisirten Licht durch chromatische Verschiedenheit noch deutlicher werden. Die Gegenwart dieses Gebildes beugt ebenfalls einer Verwechslung des Cordierits mit dem Quarz vor, welchem etwas Ähnliches stets fehlt. — Als fremde mikroskopische Einschlüsse, an denen der Cordierit im Ganzen nicht eben reich ist, sind in denjenigen der Gneissformation Blättchen von bräunlichem und grünlichem Glimmer, Täfelchen von Eisenglanz, Titaneisen und scharfe, schön grün durchsichtig werdende Kryställchen von Pleonast (nach Fischer im C. von Freiburg, nach Rosenbusch in dem von Bodenmais, wo sie sogar als O.∞O oder O.mOm ausgebildet sind) wahrgenommen worden. Auch Flüssigkeitseinschlüsse, bisweilen mit wasserhellen Würfelchen sind nicht selten. Angaben über sonderbare Flüssigkeitseinschlüsse machte v. Chrustschoff in Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 232. Insbesondere aber sind die Cordierite, welche in den sächsischen sog. Cordieritgneissen, sowie bei Bodenmais vorkommen, mit schmalen fast farblosen fremden Nädelchen so stark imprägnirt, dass sie schon makroskopisch im Dünnschliff milchig-trübe und nur schwach pellucid sind. Diese spiessigen Mikrolithen liegen bald ganz vereinzelt, bald sind sie zu Haufen zusammengeballt, welche aussen locker werdend sich in einzelne Nadeln auseinanderlösen, bald zu dichten Strängen zusammengeschaart, welche manchfach gewunden und gestaucht verlaufen und sich eisblumenähnlich ausbreiten; bald starren aber auch Theile eines Cordieritkorns dermassen von jenen innigst filzartig verwobenen Mikrolithen, dass die Krystallsubstanz dazwischen gar nicht mehr hervortritt. Die stärksten dieser Prismen, welche etwas abgeplattet und längsgestreift sind, werden 0,25 mm lang bei einer Breite von 0,036 mm; manche der kräftigeren Nadeln sind vier-, sechsmal in Stücke zerbrochen. Dieselben gehören dem Sillimanit an und sind übereinstimmend mit denjenigen, welche den Fibrolith bilden; v. Lasaulx hielt sie für ein Umwandlungsproduct des Cordierits (N. Jahrb. f. Min. 1869. 831); die Gründe, welche dagegen und für ihre Ursprünglichkeit sprechen, sind in F. Z.'s Mikr. Besch. d. M. u. G. 209 zusammengestellt; vgl. auch Rosenbusch, Mikr. Phys. Min. 1. Aufl. 271. — Der Cordierit im Gneiss von Tvedestrand enthält Fasern von stark pleochroitischem Dumortierit.

Das Vorkommen und die Herkunft des Cordierits ist in den Gesteinen recht verschiedenartig.

Das Mineral bildet einmal einen Gemengtheil normaler krystallinischer Schiefer, insbesondere local in grosser Häufigkeit in den Gneiss eintretend, den Cordieritgneiss; die reichliche Erfüllung mit Sillimanit scheint der Hauptsache nach auf diese Vorkommnisse beschränkt zu sein; primäre Glaseinschlüsse fehlen. Auch accessorisch im Talkschiefer.

In den Eruptivgesteinen ist der Cordierit bisher in drei verschiedenen Arten des Auftretens beobachtet worden: nämlich:

1) als unzweifelhafte Ausscheidung aus dem Magma im krystallisirten Zustande; hierher die Cordierite in Graniten und Quarzporphyren. Ein Theil dieser Cordierite, namentlich solche in den jüngeren Eruptivgesteinen, sind wahrscheinlich aufzufassen als wiederum zur Ausscheidung gelangt, nachdem in dem Magma cordierithaltige fremde Gesteinsbruchstücke eingeschmolzen waren; hierher gehören z. B. die modellscharfen ganz kleinen Drillingskrystalle (heruntersinkend zu 0,006 mm Durchmesser) im Glimmerandesit vom Hoyazo am Cabo de Gata (nach Osann), die von Dalmer in den Rhyolithen von Campiglia marittima erwähnten Krystalle. Derartige Cordierite scheinen alle mehr oder weniger gut krystallisirt und oft verdrillingt. Die pleochroitischen Höfe um Zirkonkryställchen fehlen hier meist, doch nicht immer, wie denn Barrois ausgezeichnete auréoles polychroïques um Zirkone im Cordierit des das Devon durchbrechenden Granits von Huelgoat beobachtete (Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 868) und hervorhob: »on ne peut admettre que ce phénomène soit limité aux cordiérites des schistes cristallins«, wie dies Rosenbusch (Steiger Schiefer 144) für wahrscheinlich hielt. Erfüllung mit Sillimanit findet bei diesen Cordieriten gewöhnlich nicht statt; doch nennt Osann auch die grösseren der am Hoyazo aus dem Schmelzfluss neu gebildeten Krystalle sehr reich an farblosen Nadeln, aller Wahrscheinlichkeit nach Sillimanit. — Es ist bemerkenswerth, dass sich in den jüngeren Eruptivgesteinen der krystallisirte, wahrscheinlich neu ausgeschiedene Cordierit vorwiegend da findet, wo auch unzweifelhafte Bruchstücke cordierithaltigen Gesteins getroffen werden. Die Wiederausscheidung von Cordierit aus einem Magma, welches von dem Mineral aufgelöst hat, ist angesichts der immerhin complicirten Zusammensetzung des letzteren eigentlich etwas auffallend, da, wenn die Bestandtheile gänzlich in dem übrigen Magma gelöst wurden, bei ihrer relativen Spärlichkeit und Übereinstimmung mit den schon vorhandenen wenig Veranlassung war, dass sich nun auch gerade wieder Cordierit ausschied; eher könnte man den Vorgang durch die Annahme begreifen, dass doch noch winzige Partikelchen ungeschmolzen geblieben seien, die dann als Ansatzpunkte für Weiterwachsthum gedient hätten.

2) als übrig gebliebene Reste aus cordierithaltigen Felsarten, welche als Bruchstücke von dem Eruptivgestein eingeschlossen und sonst ganz oder theilweise assimilirt wurden. Dazu gehört ein anderer Theil der von Osann geschilderten Vorkommnisse, die unregelmässig begrenzten und optisch einheitlichen bis haselnussdicken Cordieritkörner des Hoyazo, häufig noch mit Gneissfragmenten verwachsen; ferner wohl die durch G. vom Rath erwähnten körnigen Aggregate von Campiglia marittima; wahrscheinlich auch Cordierite in den Andesiten der

Donau-Trachytgruppe, in denen A. Koch auch über Einschlüsse von Cordieritgneiss berichtet; die von K. Vogelsang erwähnten Cordieriteinschlüsse in eifeler Andesiten. — In diesem Falle hält der Cordierit gern Interpositionen von Glas, welche wohl als secundäre Producte gelten müssen. — Nach Doelter und Hussak wird Cordierit durch achtstündiges Eintauchen in Schmelzmagma (Augitit von Waltsch) in keiner Weise verändert (N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 43).

3) als randliche Neubildung rings um eingeschlossene cordieritfreie Gesteinsbrocken, beobachtet von Prohaska, welcher in den Glasrändern um schieferige Einschlüsse im Basalt von Kollmitz im Lavantthal neben Spinell Cordierit entwickelt fand (Sitzungsber. Wiener Akad. XCII. 1885. 20).

Diese in Eruptivgesteinen vorkommenden Cordierite pflegen durchschnittlich bei gleicher Dicke stärker pleochroitisch zu sein, als die Cordierite der normalen krystallinischen Schiefer und der Contacthöfe.

Schliesslich tritt der Cordierit in contactmetamorphischen Gesteinen, insbesondere in Contacthöfen um Granite und Diorite auf, wo die sog. Contacthornfelse denselben bisweilen enthalten und auch die getreidekornähnlichen Gebilde der sog. Fruchtschiefer mehrfach aus Cordierit oder dessen Umwandlungsproducten bestehen. Diese Cordierite sind insbesondere reich an fremden Interpositionen, Biotitblättchen, Sillimanitnadeln, rundlichen Quarzen, gelegentlich auch Spinell, Titaneisen, Korund, Rutil. — An sechsseitigen Querschnitten von Cordieritdrillingen aus japanischen Granitcontactzonen beobachtete Y. Kikuchi einen centralen, makroskopisch ziemlich einheitlich aussehenden Kern, bei welchem aber u. d. M. eine intricate Verzahnung feiner Zwillingslamellen hervortritt, und eine äussere deutlich in 6 Sectoren zerfallende Hülle. Schwarze kohlige Substanz lagert markirend auf der Grenze zwischen Kern und Hülle, sowie auf der Grenze der Zwillingsfelder in der letzteren. Die Verticalschnitte zeigen jedesmal zwei, ungefähr unter 20° sich schneidende diagonale Linien, markirt durch die Anhäufung der kohligen Partikel; letztere liegen somit gewissermassen auf der Oberfläche zweier sechsseitiger Pyramiden, deren Flächen den Brachydomen entsprechen, und welche ihre Spitzen in dem Mittelpunkte des Krystalls einander zukehren. Dadurch wird der Krystall in eine innere Portion (welche auf Grund jener detaillirten Verzahnung etwas faserig erscheint) und in eine äussere mehr homogene getheilt. Innerhalb der kohligen Materie beobachtet man auch Partikelchen von Eisenkies, vielleicht auch Körnchen von Andalusit und Zirkonkryställchen. So liegt also hier eine an den Chiastolith erinnernde Structur vor, weshalb Kikuchi diese durch Contactmetamorphismus erzeugte Varietät des Cordierits, welche sich zu dem gewöhnlichen verhält, wie Chiastolith zu Andalusit, mit dem besonderen Namen Cerasit belegt, indem dieselbe in Japan wegen des eigenthümlichen Aussehens ihrer Querschnitte Sakura-ishi, Kirschenstein heisst (Journ. of science Coll., Imp. univers. Tokyo III. 1890. 313).

Eine besondere Art des Auftretens von Cordierit als Contactproduct bildet seine häufige Gegenwart als sehr winzige Kryställchen in der Glasmasse, welche in den vom Basalt beeinflussten sog. verglasten Sandsteinen entstanden ist

(vgl. darüber F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1891. I. 109). Ganz analog ist das später von Lacroix beobachtete sehr reichliche Vorkommen von Cordierit in den durch Kohlenbrände veränderten und verglasten Schieferthonen von Commentry und Cransac (Comptes rendus, 28. Dec. 1891).

Der Cordierit ist sehr häufig einer mehr oder weniger tief eingreifenden Zersetzung unterworfen gewesen, welche mit einer Aufnahme von Wasser verbunden war, und hauptsächlich zuerst die an die reichlichen mikroskopischen Spältchen angrenzenden Theile der Cordieritmasse betraf. Die Mineralien Esmarkit, Chlorophyllit, Praseolith, Aspasiolith, Bonsdorffit, Gigantolith, Pyrargillit, Fahlunit, Pinit sind solche Umwandlungsproducte des Cordierits, welche sich in verschiedenen Stadien der Alteration befinden und in denen häufig bald makroskopisch, bald nur mikroskopisch noch Reste unangegriffenen Cordierits gefunden werden. Shepard, Dana, Haidinger und G. Bischof (Chem. und phys. Geol., II. 569) haben sich namentlich um die Feststellung ihrer Entwickelung aus Cordierit verdient gemacht, und später hat A. Wichmann in einer ergebnissreichen Abhandlung die mikroskopische Structur dieser Mineralien und die materiellen Vorgänge bei ihrer Herausbildung aus ursprünglichem Cordierit beleuchtet (Zeitschr. d. d. geol. G. 1874. 675). Der chemische Umwandlungsprocess scheint, abgesehen von der Wasseraufnahme, hauptsächlich in einer Reduction des Magnesiagehalts (auch der Kieselsäure) und in späteren Stadien in einer Zufuhr von Alkalien (Kali) zu bestehen. Bemerkenswerth ist, dass die geringe Manganoxydulmenge des Cordierits sich in fast sämmtlichen Alterationsproducten wiederfindet. Das Endproduct der Zersetzung scheint vielfach Glimmer zu sein. Die Form dieser epigenetischen Substanzen stimmt, wo sie einigermassen erkenntlich bewahrt blieb, mit der des Cordierits überein.

Epidot (Pistazit).

Monoklin; der Habitus der Krystalle in den Gesteinen ist fast immer horizontal-säulenartig, indem sie nach der Orthodiagonale *b* langgestreckt und die Orthodomen (namentlich $\bar{P}\infty$), sowie das basische und das orthodiagonale Pinakoid vorwaltend ausgebildet sind; $0P\{001\}:\infty\bar{P}\infty\{100\} = 115^\circ 24'$; $0P:\bar{P}\infty\{\bar{1}01\} = 116^\circ 18'$; $\infty\bar{P}\infty:\bar{P}\infty = 128^\circ 18'$. Auf dem Klinopinakoid bilden die Projectionen dieser drei Flächen aus der orthodiagonalen Zone daher ein verschobenes Sechseck, oder durch Fehlen von $\infty\bar{P}\infty$ einen Rhombus. Die Schnitte parallel der Orthodiagonale sind demzufolge lang leistenförmig. An den Enden der Orthodiagonale pflegen Krystallflächen nicht oder nur undeutlich ausgebildet zu sein. Die in die Zone der Orthodiagonale fallenden Flächen sind oft stark horizontal gestreift. Die Zwillingsbildung nach $\infty\bar{P}\infty$ scheint bei den als Gemengtheile auftretenden nicht sonderlich häufig zu sein; schmale Zwillingslamellen sind dann wohl zwischen zwei grösseren nach $\infty\bar{P}\infty$ verwachsenen Individuen eingeschaltet. v. Foullon und Goldschmidt glauben aus ihren Wahrnehmungen auch auf das Dasein von Epidotkrystallen schliessen zu dürfen, welche nicht nach der Orthodiagonale,

sondern nach der Klinodiagonale gestreckt vorliegen (Jahrb. geol. R.-Anst. Bd. 37. 1887. 10). — Auch in stengeligen, körnigen bis dichten Aggregaten. — Spaltbarkeit basisch sehr vollkommen, und orthodiagonal nach ∞P̶∞ {100} vollkommen, die beiden Spaltungsflächen bilden daher einen Winkel von 115° 24′; die betreffenden Spaltrisse treten in den Dünnschliffen zwar scharf aber nicht besonders reichlich hervor. Parallel dem Klinopinakoid findet gelegentlich eine Querabsonderung statt, wie in den von Küch beschriebenen Epidoten aus dem Glimmerschiefer des Kuilugebietes (Min. u. petr. Mittheil. VI. 1885. 103). Bruch muschelig bis uneben und splitterig. H. = 6 ... 7; Gew. = 3,32 ... 3,50, mit dem Eisengehalt wachsend. Glasglanz, auf Spaltungsflächen diamantartig; die in den Gesteinen eingewachsenen besonders grün in verschiedenen Tönen, hier meist nur kantendurchscheinend; bei grosser Dünne blassgelblich oder -grünlich bis nahezu farblos; bisweilen ist der innere Kern lebhaft grüngelb, der äussere Rand heller gefärbt. — Hobbs erwähnt aus dem Granit von Ilchester in Maryland übereinstimmend orientirte Kerne des isomorphen Orthits innerhalb des Epidots. — Der Brechungsexponent ist hoch und wegen der dadurch bedingten Totalreflexion an den Rändern hebt sich das Mineral (mit rauher Oberfläche) reliefförmig aus dem anderen Gemenge hervor. Auch die Doppelbrechung ist recht stark; nach Klein ist am aufgewachsenen Ep. der Knappenwand $\alpha = 1,730$, $\beta = 1,754$, $\gamma = 1,768$ für Roth; $\gamma - \alpha$ nach mehreren Beobachtungen 0,038—0,056 (die letztere stärkste Doppelbrechung (für Roth) maass M. Lévy an einem Epidot aus den Schiefern von Groix). Lacroix befand an Individuen aus Eklogiten das Centrum viel weniger doppeltbrechend als die Peripherie. Die lebhaften Interferenzfarben bewegen sich selbst in sehr dünnen Schnitten parallel dem Klinopinakoid in der dritten Ordnung. — Die optische Axenebene ist das Klinopinakoid, sie steht also rechtwinkelig auf der Längsausdehnung und der Spaltbarkeit der Säulen (im Gegensatz zum Augit, bei welchem sie mit letzteren parallel geht). $2H = 91° 20'$, $2V = 73° 40'$ für Roth. Die Doppelbrechung ist negativ; die spitze Bisectrix ($\mathfrak{a}$) liegt im spitzen Winkel ac, und bildet mit c 2° 56′ für Roth, 2° 26′ für Grün (steht also fast vertical), daher geneigte Dispersion, schwach $\varrho > v$. Die Elasticitätsaxe $\mathfrak{c}$ bildet mit der Klinodiagonale a 28° 20′ für Roth, steht daher fast senkrecht auf ∞P̶∞; $b = \mathfrak{b}$. Die Auslöschung erfolgt in allen Schnitten aus der orthodiagonalen Zone parallel und senkrecht sowohl zur Längsrichtung als zur Spaltbarkeit; bei der grossen Häufigkeit gerade solcher Schnitte muss man sich hüten, daraus auf ein rhombisches Mineral zu schliessen. In allen parallel 0P{001} geführten Schnitten der nach b gestreckten Epidote ist es, wenn das Mineral fast farblos vorliegt, schwer, dasselbe von Zoisit zu unterscheiden, weil jene Schnitte keine basische Spaltbarkeit aufweisen. Auch wies v. Foullon darauf hin, dass man farblosen Epidot (in welchem gleichwohl ein Eisengehalt constatirt wurde), leicht mit Salit verwechseln kann. Die bisweilen beobachtete, gegen die Längsaxe der Säulchen schief orientirte Auslöschung beruht nach ihm auf Verzerrungen der Kryställchen, die in der sehr ungleichen Entwickelung je zweier Pyramidenpaare begründet sind (Jahrb. geol. R.-Anst.

1885. 85). Die Auslöschungsrichtungen der Epidot-Individuen in Zwillingsstellung bilden einen ganz kleinen Winkel miteinander und die beiden Hälften werden fast zu gleicher Zeit dunkel, da, wie angeführt, die 𝔞-Axe einen Winkel nur von 2°—3° mit der Verticalaxe *c* macht. — Der gesteinsbildende Epidot ist vermöge seiner minder intensiven Färbung nicht so kräftig trichroitisch, wie viele der aufgewachsenen Individuen: 𝔞 ist allemal nur ganz hellgrünlichgelb bis farblos, 𝔠 ist citrongelb bis grün, auch zeisiggrün; 𝔟 (= *b*) dagegen wird verschieden angegeben, bald pistazgrün ins bräunliche (so dass 𝔟 > 𝔠 > 𝔞), bald gelblichgrün bis farblos (so dass 𝔠 > 𝔟, welches fast = 𝔞). — Der Epidot ist meist frei von Interpositionen; mitunter sind Flüssigkeitseinschlüsse oder spärliche Partikelchen von Erzen und kohliger Materie beobachtet worden. Wulf gewahrte in Epidot aus Amphiboliten des Herero-Landes Einschlüsse von Quarz und Titanit (Min. u. petr. Mitth. VIII. 212); Küch fand Quarzkörner und fasrige Hornblende (ebendas. VI. 103. 107); Törnebohm ein wahrscheinlich dem Orthit zuzurechnendes Mineral in Epidot aus Gneissen (N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 245).

Chem. Zusammensetzung nach vielen Analysen $H_2Ca_4(R_2)_3Si_6O_{26}$ oder $Ca_4(R_2)_3[OH]_2[SiO_4]_6$, worin $(R_2) = (Al_2)$ und (Fe_2); das Atomverhältniss der letzteren geht von 6 : 1 bis 2 : 1. In den verschiedenen Varietäten schwankt der Gehalt an Kieselsäure von 36 bis 40, an Thonerde von 18 bis 29, an Eisenoxyd von 7 bis 17, an Kalk von 21 bis 25, an Wasser von 1,5 bis 2%. Von Säuren nur sehr wenig angegriffen; stark geglüht oder geschmolzen aber mehr oder weniger leicht von Salzsäure zerlegbar mit Abscheidung von Kieselsäuregallerte.

In den massigen Gesteinen ist der Epidot sehr weit verbreitet, doch tritt er hier unter Verhältnissen auf, welche seine secundäre Entstehung sehr wahrscheinlich machen; so findet er sich in Graniten, Syeniten, Dioriten, Porphyriten: seine Hauptverbreitung liegt hier auf dem Gebiete der älteren Massengesteine; in den jüngeren, namentlich in der basischen Reihe der letzteren findet er sich äusserst selten. Ferner bildet er einen höchst häufigen Gemengtheil in vielen krystallinischen Schiefern, in manchen Gneissen, in Phylliten, Grünschiefern, Amphiboliten, Glaukophanschiefern u. s. w., die Epidotschiefer grösstentheils zusammensetzend; auch reichlich in Kalksilicathornfelsen.

Was die Mineralien betrifft, aus denen der Epidot secundär entsteht, so ist wohl in erster Linie die Hornblende zu nennen, für welche eine solche Umwandlung auch am längsten makroskopisch bekannt und durch Pseudomorphosen verbürgt ist. Bisweilen verläuft die Umwandlung derart regelmässig, dass die Epidotnadeln ihre Orthodiagonale parallel der Verticalaxe der Hornblende richten; auch fügen sich oft die einzelnen Epidotkörnchen zu langstengeligen Aggregaten oder zu sternförmigen Gruppen zusammen, und solche Äste oder Stäbe bilden dann wohl ein vollkommenes Netzwerk. Ferner geht auch aus Pyroxen secundärer Epidot hervor. Man hat vielfach darüber gestritten, ob da, wo ein von Epidotkryställchen durchwachsenes Chloritaggregat vorliegt, Amphibol und Pyroxen sich direct in Epidot umsetzen oder ob hier zuerst aus diesem eine intermediäre Bildung von Chlorit entsteht, welcher dann erst seinerseits sich in Epidot

umwandelt (nach der Annahme z. B. von Franke, Schauf, Riemann, George F. Becker). Doch ist letzteres sehr unwahrscheinlich, da es sich bei diesem Hervorgehen von Epidot aus Chlorit um einen Austritt von Mg und des grössten Theils des Wassers, sowie einen Eintritt von Ca handeln müsste. Viel eher ist zu vermuthen, dass beide gleichzeitig entstanden sind, indem der einer Umwandlung unterliegende Amphibol oder Pyroxen sich gewissermassen in beide secundäre Producte spaltete, wobei das Mg dem Chlorit, das Ca (welches sonst als Carbonat eingelagerten Calcit bildet) dem Epidot, das Fe beiden zufiel; Thonerde wird allerdings dabei zutreten müssen. — Drittens ist auch eine Entstehung von gelben Körnchen und büschelig aggregirten Nädelchen des Epidots aus Biotit vielfach beobachtet oder wahrscheinlich gemacht worden. Kräftigere mehr vereinzelte neugebildete Epidote pflegen sich nach Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 106) mit ihrer Orthodiagonale ziemlich streng senkrecht zur aufrechten Axe des Biotits zu ordnen. Da der Biotit selbst den zur Epidotbildung nothwendigen Kalk nicht besitzt, so muss man wohl die Zufuhr von Auslaugungsproducten aus Hornblende oder Augit oder kalkhaltigen Plagioklasen für erforderlich erachten. — Sodann ist auch der Feldspath einer überaus häufig eingetretenen Epidotisirung fähig, welche in dem sog. Saussurit bis zu einem vollständigen Vorwalten des secundären Umwandlungsproducts geht. Bei dieser Entstehung des Epidots aus Feldspath, bei welcher Alkalien und ein Theil der Kieselsäure abgeführt werden, muss eine gleichzeitige Zuführung von kalk- und eisenhaltigen Lösungen stattfinden, für welche wohl vielfach benachbarte Augite, Hornblenden (oder Biotite) das Material hergaben. — Sehr selten ist eine Umsetzung des Granats in Epidot beobachtet worden.

Das in einem Amphibolit beobachtete Dasein pseudomorphosenähnlicher länglicher Aggregate kürzerer Epidotsäulchen und das Umgebensein noch vorhandenen Zoisits durch körnigen Epidot werden von Cathrein als Argumente für eine paramorphe Umwandlung des Zoisits in Epidot aufgefasst (Verh. geol. R.-Anst. 1889. 174).

Bei der grossen Fähigkeit mehrerer Mineralien, Epidot zu bilden, können ganze gemengte Gesteine zu einem vorwiegend aus Epidot bestehenden, meist mit Quarz gemengten Aggregat umgewandelt werden, welches als Epidosit aufgeführt wird. In dem Sacramento-Porphyrit der Gegend von Leadville finden sich Vorkommnisse, in denen alle wesentlichen Gemengtheile: Plagioklas, Orthoklas, Hornblende, Biotit gemeinsam in Epidot umgewandelt sind (W. Cross). Solcher Epidosit ist weiter beschrieben worden als entstanden aus Diorit (v. Lasaulx, Verh. nat. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph. 1878. 163), aus Diabas (Schenk, ebendas. 1884. 29), aus Augitporphyr (Blum, N. Jahrb. f. Min. 1862. 419. 430), aus Labradorporphyr (Lagorio, Mikrosk. Anal. ostbalt. Gebirgsart. 1876. 129), aus Felsitporphyr (Lemberg, Arch. f. d. Naturk. Liv-, Est- u. Kurl. 1. Serie, Bd. IV), aus Melaphyr (Bergt, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 331).

Der schwärzlichviolblaue bis röthlichschwarze Manganepidot (Piemontit) ist dem gewöhnlichen Epidot in Formausbildung und optischem Verhalten ganz

ähnlich, nur ist die spitze Bisectrix positiv; sie bildet mit a ca. 32° im stumpfen $\angle \beta$; die stumpfe Bisectrix a macht mit der Verticalen c 4°—7°. Im Dünnschliff werden seine Stengel und Körner roth und gelb; sie sind stark pleochroitisch: a orange bis citrongelb, b amethystfarbig bis rosa, c lebhaft roth; Kotō beobachtete a tiefrothviolett, b lichtviolett, c braunroth. Das Mineral pflegt frei von Einschlüssen zu sein. In ihm findet sich unter den Sesquioxyden Manganoxyd in grösserer (bis 20%) und geringerer Menge neben Thonerde und Eisenoxyd; v. d. L. sehr leicht schmelzbar zu schwarzem Glase. Bildet vorwiegend mit feinen Quarzkörnchen gemengt in Japan ein dunkelviolettes, weitverbreitetes Gestein, auch accessorisch in Glaukophanschiefern; doch ist es noch nicht sicher erwiesen, ob in dem japanischen Mineral das Mangan als Mn_2O_3 oder MnO enthalten ist; nach Erasmus Haworth accessorisch in einem röthlichen Porphyrit von Iron County in Missouri. — Zum Epidot gehört auch der röthliche, pleochroitische Withamit, welcher im Labradoritporphyrit (von Glencoe in Schottland) und Hornblendeporphyrit (dem rothen antiken ägyptischen) accessorisch auftritt, positive Doppelbrechung und ähnlichen Pleochroismus zeigt, wie der Piemontit, aber nach den Analysen kaum $\frac{1}{2}$% Manganoxydul besitzt.

Zoisit.

Rhombisch. Die Krystalle, an denen sehr selten terminale Gestalten deutlich ausgebildet sind, erscheinen lang säulenförmig nach der Verticalaxe, stark gestreift oder gerieft, oft gekrümmt, geknickt und sogar zerbrochen. In der Säulenzone oft eine grosse Menge von Flächen, $\infty P\{110\} = 116° 26'$, zahlreiche Brachy- und Makroprismen und die beiden verticalen Pinakoide, insbesondere $\infty \breve{P} \infty \{010\}$. Die Dimensionen gehen von der Länge mehrerer Zolle bis zum sehr Mikroskopischen. Die Längsschnitte sind stets leistenförmig, nicht selten mit zwei dachförmigen Endflächen versehen, die Querschnitte vielseitig bis rundlich, bei alleiniger Ausbildung von ∞P und $\infty \breve{P} \infty$ annähernd sechseckig, bei alleiniger Ausbildung von ∞P rhombisch, häufig trapezförmig, weil an dem einen Ende der Makrodiagonale nur das Brachypinakoid auftritt, an dem anderen mehrere Prismen erscheinen. Zoisit bildet auch Aggregate kleiner farbloser Säulchen und länglicher Körnchen; diese Haufwerke zeigen oftmals gegen den Rand hin eine eigenthümliche Trübung. — Tschermak that dar (Sitzgsber. Wien. Akad. LXXXII. Juli 1880), dass einfach erscheinende Individuen in complicirter Weise aus vielen verzwillingten und sich kreuzenden Platten aufgebaut sein können, welche ihre Auslöschungsrichtungen beinahe genau parallel, aber ihre optischen Axenebenen rechtwinkelig auf einander stehen haben. Verwickelte Verschränkung von Feldern und Lamellen tritt im parallelen polarisirten Licht u. d. M. oft deutlich hervor. Submikroskopischer Aufbau dieser Art verursacht vielleicht die jeweilige stahlblaue Interferenzfarbe. — Die sehr vollk. brachydiagonale Spaltbarkeit macht sich durch viele sehr scharfe und gerade Risse in den leistenförmigen Längsschnitten und in den Querschnitten geltend, welchen die Auslöschung

stets parallel geht; viel minder deutlich ist eine Spaltbarkeit nach $\infty\bar{P}\infty$ {100}. Die länger ausgedehnten Längsschnitte zeigen auch eine recht charakteristische Querabsonderung durch Risse, welche ungefähr parallel der Basis gehen, aber oft etwas schief stehen und schwach gekrümmt sind; wahrscheinlich handelt es sich hier nicht um eine eigentliche Spaltbarkeit, sondern um Gleitflächenwirkung. H. = 6; G. 3.22...3,36. Farblos, doch meist gefärbt, graulichweiss, aschgrau bis licht rauchgrau, gelblichweiss, gelblichgrau bis erbsengelb, auch grünlichweiss, grünlichgrau bis grün; in den Dünnschliffen ganz farblos und deshalb auch ganz unpleochroitisch (auch keine Absorptionsunterschiede zeigend). Nur die grösseren Individuen enthalten häufig Flüssigkeitseinschlüsse und der Spaltbarkeit nach $\infty\breve{P}\infty$ parallelgehende langröhrenförmige Hohlräume; die kleineren Individuen umschliessen höchstens Amphibolnädelchen parallel der Längserstreckung, sind sonst ganz reine Substanz. — Glasglanz, auf den Spaltungsflächen starker Perlmutterglanz, meist nur schwach durchscheinend. — Der mittlere Brechungsexponent (β für Roth 1,69—1,70) ist zwar ziemlich hoch, aber die Doppelbrechung ist aussergewöhnlich niedrig, $\gamma - \alpha$ nach Michel Lévy blos 0,0054—0,0057; selbst Schnitte parallel der Axenebene müssen schon ziemlich dick sein, wenn die Interferenzfarben über die Mitte der ersten Ordnung hinausgehen sollen; in andersgerichteten und sehr dünnen Schnitten werden sie so schwach, dass eine Quarzplatte oder ein Gypsblättchen dazu verhelfen muss, um die Doppelbrechung überhaupt zu constatiren. Nach Des Cloizeaux und Tschermak ist die Ebene der optischen Axen bald parallel $\infty\breve{P}\infty$ ($b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{a}$), bald parallel der Basis ($b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{b}$), und beides kann an demselben Krystall vorkommen, wobei aber die spitze Bisectrix stets in die Brachydiagonale fällt ($a = \mathfrak{c}$); die optischen Axen bilden einen Winkel von 42°—70°; in jenem ersteren Fall $\varrho < v$, im letzteren $\varrho > v$. Sofern nicht Zwillingsbildungen stören, sollte man daher auf Schnitten nach dem Makropinakoid den Austritt beider Axen schon in Luft beobachten. Die Dispersion ist übrigens sehr stark. — Chem. Zusammens. $H_2Ca_4(Al_2)_3Si_6O_{26}$, worin etwas Thonerde durch Eisenoxyd vertreten wird; der Zoisit von Gefrees enthielt z. B. 40,32 Kieselsäure, 29,77 Thonerde, 2,77 Eisenoxyd, 24,35 Kalk, 0,24 Magnesia, 2,08 Wasser, welches erst in sehr starker Hitze entweicht. Der Zoisit hat somit genau dieselbe Zusammensetzung wie der Epidot, die beiderseitige Substanz ist indessen d i m o r p h. Der Zoisit stellt chemisch die eisen ä r m s t e n Varietäten dar. V. d. L. schwillt er an, wirft Blasen und schmilzt an den Kanten zu einem klaren Glas; mit Kobaltsolution wird er blau; von Säuren wird er roh nur schwer, geglüht sehr leicht angegriffen unter Bildung von Kieselgallert. Mit Kieselfluorwasserstoffsäure deutliche Reaction auf Kalk.

Den Eruptivgesteinen ist primärer Zoisit ganz fremd. Seine Heimath bilden die krystallinischen Schiefer und deren zugehörige Einlagerungen, namentlich die hornblendereichen Glieder derselben, wo er mit manchen Mineralien combinirt vorkommt; auch im Eklogit. Bisweilen als neugebildeter Gemengtheil in contactlich veränderten Kalksteinen. — In grobkörnigen zu den Bündner Schiefern gehörigen Kalksteinen, welche sich als Echinodermenbreccien erweisen und in

den centralen Partieen der Kalkkörner die Echinodermenstructur noch erhalten zeigen, beobachtete C. Schmidt den kohlensauren Kalk der Echinodermengitter pseudomorph durch stahlblau polarisirenden Zoisit ersetzt. — Das als Saussurit bezeichnete Mineral ist gewöhnlich ein fast gänzlich oder theilweise aus Zoisit bestehendes Umwandlungsproduct des Feldspaths; vgl. S. 233 und Gabbro.

Orthit, Allanit.

Monoklin und isomorph mit Epidot; die Krystalle sind oft verlängert nach der Orthodiagonale und erscheinen theils als langgestreckte steugelige Individuen, welche oftmals zu Büscheln vereinigt sind, theils als dicke, bis mehrere Zoll grosse, auch als kleine tafelförmige Individuen; nebenbei unregelmässige Körner. Zwillinge nach $\infty P\infty$ wie beim Epidot, solche nach 0P beobachtete Törnebohm in ostsibirischen Graniten. Spaltb. ganz unvollkommen und kaum hervortretend.

H. = 5,5 ... 6; G. = 3,5 ... 3,8. Dunkelgrau, braunschwarz und pechschwarz bis rabenschwarz, aussen oft unvollkommener Metallglanz bis Fettglanz, im Bruch oft Glasglanz. In den Präparaten wird der Orthit mit rothbrauner oder grünbrauner Farbe durchscheinend. In optischer Hinsicht verhält sich das Mineral sehr eigenthümlich, indem nur ein Theil der Vorkommnisse doppeltbrechend ist, während ein anderer Theil sich völlig einfachbrechend, wie ein amorpher Körper, erweist. Diese Angaben wurden von A. Sjögren bestätigt, welcher z. B. die Orthite von Stockholm, Ytterby, Sandö, Oedegard und Helle als isotrop, Dünnschliffe von anderen Fundorten als ganz oder theilweise doppeltbrechend befand, ohne dass die Substanz selbst bemerkbare Verschiedenheiten darbietet (Stockholms Geol. Fören. Förhandl. III. 1876. 258). In den doppeltbrechenden liegt die optische Axenebene wie im Epidot. Iddings und Cross fanden, dass eine der Bisectricen einen Winkel von 35°—40° mit der Verticalaxe, und 25°—30° mit der Klinodiagonalen macht. Nach Michel Lévy und Lacroix übersteigt der mittlere Brechungsexponent 1,78, daher die Totalreflexion und das Relief stark; $\gamma - \alpha = 0,032$; die doppeltbrechenden weisen ziemlich starken Pleochroismus zwischen rothbraun oder dunkelkastanienbraun (der parallel zur Orthodiagonale schwingende Strahl) und blassgrünlich- oder gelblichbraun auf. — Die Krystalle des Orthits zeigen oft schönen zonaren Aufbau mit nach aussen lichteren Schichten. Wo mikroskopische Partikel desselben im Glimmer liegen, offenbart sich um dieselben die Erscheinung des pleochroitischen Hofes ebenso intensiv wie um den Zirkon (Michel Lévy und Lacroix, Bull. soc. minér. XI. 1888. 65). Durch den Mangel an Spaltbarkeit ist der Orthit leicht von den etwa ähnlich gefärbten Hornblenden und verticalen Biotitschnitten zu unterscheiden, durch die Doppelbrechung von Melanit oder Chromit, vor der Verwechselung mit horizontalen Biotitschnitten bewahrt sein Pleochroismus. — Im Granit von Ilchester in Maryland fand Hobbs tiefbraune Orthitkerne mit Hüllen von isomorphem gelbem Epidot, beide gleich krystallographisch und optisch orientirt (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 1); dasselbe beobachtete G. H. Williams im Granit von Woodstock,

Maryland, Lacroix in Pyroxen oder Skapolith führenden Gneissen von verschiedenen Fundorten (Bull. soc. min. XII. 1889. 138. 157. 210), Rosiwal in einem Granitgneiss des centralen Balkan.

Chem. Zusammensetzung analog der des Epidots $H_2R_4(R_2)_3Si_6O_{26}$, worin R Calcium und Eisen als Oxydul, (R_2) die Sesquioxyde von Aluminium und Cer (Didym, Lanthan, Yttrium, Erbium, Eisen) sind. V. d. L. schmilzt er z. Th. unter Aufblähen oder Aufschäumen zu einem braunen oder schwarzen Glas. Viele Orthite werden von Salzsäure völlig unter Gallertbildung zersetzt, andere indess von Säuren kaum angegriffen.

Das Mineral erscheint als accessorischer makroskopischer Gemengtheil, jedenfalls mit zu den ersten Ausscheidungen gehörend, in vielen Graniten, Pegmatiten und Gneissen z. B. Skandinaviens, des Thüringer Waldes (vgl. M. Bauer, Z. geol. Ges. XXIV. 385 und Luedecke, Z. f. Kryst. X. 188), Nordamerikas u. s. w., auch in Syeniten und Dioriten (im Tonalit des Adamellogebirges sehr häufig, vgl. vom Rath, Z. geol. Ges. 1864. XVI. 255). Nach J. P. Iddings und Wh. Cross ist es als (makroskopischer und) mikroskopischer accessorischer Gemengtheil in zahlreichen Gesteinen aber meist recht unregelmässig verbreitet, in Hornblendegneiss und Glimmergneiss, Granit, Granitporphyr, Quarzporphyr, Diorit, Porphyrit, glasigem Andesit, Dacit und Rhyolith von verschiedenen Orten in Maine, Massachusetts, Rhode-Island, Colorado, Nevada, Wyoming, Utah (Am. journ. of sc. (3) XXX. 1885. 108).

Rinkit.

Monoklin; $\infty P\{110\}$ = ca. 88°; tafelartig oder linealartig nach dem Orthopinakoid und der Verticalaxe ausgezogen, mit gestreiften Flächen der Verticalzone; zonarer Aufbau manchmal deutlich; leicht spaltbar nach dem Orthopinakoid; Zwillinge nach dem Orthopinakoid, darnach auch polysynthetisch lamellar. — H. = 5; G. = 3,46. — Gelbbraun bis gelb, bei der Zersetzung strohgelb werdend; im Dünnschliff gelb bis farblos. Die optische Axenebene mit kleinem Winkel steht senkrecht zum Klinopinakoid (nach Brögger), die spitze Bisectrix liegt in dem letzteren und steht fast senkrecht auf dem Orthopinakoid; optisch positiv; die Orthodiagonale b entspricht $\mathfrak{a}$; in Schnitten parallel dem Klinopinakoid beträgt die Auslöschung ($\mathfrak{b}$) gegen die Verticalaxe c ca. $7\frac{1}{2}$°. Horizontale Dispersion, $\varrho < v$. Stark lichtbrechend, aber nur schwach doppeltbrechend. Pleochroismus: $\mathfrak{c}$ gelblich, $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ farblos. — Selbst durch verdünnte Säuren leicht zersetzbar unter Abscheidung titanhaltiger Kieselsäure. Recht leicht in kleinen Splittern schmelzbar. — Die Analyse Lorenzen's ergab: 29,08 SiO_2, 13,36 TiO_2, 21,25 CeO, LaO, DiO, 0,92 YO, 0,44 FeO, 23,26 CaO, 8,98 Na_2O, 5,82 Fl. Brögger gibt, obschon u. a. der Oxydationsgrad der Ceritoxyde nicht sicher bestimmt ist, als nächste Formel

$$[Fl_8\,Ti_4].\,Ce_3\,Ca_{11}\,Na_9\,[SiO_4]_{12},$$

Groth schreibt $Na_3Ca_4Ce_2Fl_3(Si, Ti)_6O_{19}$.

Zuerst beschrieben und erkannt durch Joh. Lorenzen von Kangerdluarsuk in Grönland im Sodalithsyenit, zusammen mit Arfvedsonit, Aegirin, Eudialyt, Lithionglimmer (Z. f. Kryst. IX. 1884. 248). Graeff fand im Elaeolithsyenit der Serra de Tinguá ein Mineral, von dessen Identität mit Rinkit er überzeugt ist (N. Jahrb. f. Min. 1887. 249). Rosenbusch nennt (Mass. Gest. 1887. 590) Rinkit neben Låvenit im Sodalithtrachyt von Ischia und Akmittrachyt von S. Miguel. — Brögger stellt (Z. f. Kryst. XVI. 89) den dem Mosandrit verwandten Rinkit nicht, wie es von Groth geschah, zu der Pyroxengruppe, sondern zu den Epidoten.

Skapolith (Wernerit).

Tetragonal; nur die in Kalksteinen eingewachsenen Skapolithe sind regelmässig krystallisirt, meist in der Combination $\infty P\infty\{100\}.P\{111\}.\infty P\{110\}$ ($P = 63^\circ 42'$); die an Silicatgesteinen sich betheiligenden Individuen bilden blos unregelmässige Körner und länger prismatische Gestalten, auch mehr oder weniger verworren-stengelige Aggregate. Die Prismenzone mit quadratischem oder achtseitigem Querschnitt pflegt am besten ausgebildet zu sein, die rechteckigen oder lang leistenförmigen Längsschnitte sind an den Enden der Verticalaxe ganz irregulär begreuzt. Lacroix gewahrte in einem bretonischen Pyroxengneiss Zwillinge des Skapoliths, bei denen die Verticalaxen 90° mit einander bildeten. Spaltbark. nach $\infty P\infty\{100\}$ ziemlich vollkommen, tritt in den Längs- und Querschnitten u. d. M. entsprechend hervor; an den grossen Individuen wird auch eine weniger deutliche Spaltbark. nach $\infty P\{110\}$ angegeben, welche Wulf überhaupt besser als die erstgenannte entwickelt fand. Die langprismatischen und stengeligen Individuen zeigen gewöhnlich eine ziemlich rechtwinkelig auf die Längserstreckung stehende Querabsonderung oder Zerstückelung in einzelne Glieder. — Im Folgenden ist zunächst nur von dem eigentlichen Skapolith als Gemengtheil der Silicatgesteine die Rede.

H. = 5...5,5; G. = 2,6...2,7, wachsend mit dem Kalkgehalt. Im frischen Zustande farblos und weiss, graulich und grünlich, u. d. M. in den Schliffen gewöhnlich farblos und durchsichtig. Der Brechungsexponent ist relativ niedrig (daher die Schnittfläche glatt erscheint und nicht reliefartig hervortritt), aber die Doppelbrechung stark (Skapolith von Arendal $\omega = 1,566$, $\varepsilon = 1,545$ für Roth nach Des Cloizeaux), in Folge dessen die verhältnissmässig recht lebhaften Interferenzfarben in den Längsschnitten sich schon in sehr dünnen Schliffen, bei welchen der Feldspath nur mehr blaugrau erscheint, am Ende der ersten Ordnung (Braungelb, Orange, Roth und höher) bewegen, an den Muscovit erinnernd; die Querschnitte erscheinen um so schwächer doppeltbrechend, je mehr sich der Winkel der Spaltrisse dem Rechten nähert; der Charakter der Doppelbrechung negativ, $c = \mathfrak{a}$. Übrigens scheint sowohl der Brechungsexponent als die Doppelbrechung mit dem Kalkgehalt zu wachsen. Querschnitte zeigen im convergenten Licht ein scharfes Kreuz, bei genügender Convergenz auch den innersten Ring. Die Zugehörigkeit der einfach brechenden Querschnitte zu den

Längsschnitten ist besonders charakteristisch, denn die letzteren mit ihrer prismatischen Spaltbarkeit und Querabsonderung könnte man leicht mit Orthoklasschnitten nach dem Orthopinakoid verwechseln, in denen die Auslöschung mit den ebenfalls rechtwinkelig aufeinanderstehenden Spaltrissen nach *P* und *M* zusammenfällt. — Auf die sinnreichen Erklärungen Tschermak's von dem chemischen Zusammenhang der einzelnen Glieder der ganzen Skapolithfamilie (Sitzungsber. Wiener Akad. Bd. 83. Novbr. 1883 und Min. u. petr. Mittheil. VII. 400) kann hier nicht näher eingegangen werden. In den hier in Betracht kommenden Gliedern schwankt der Gehalt an Kieselsäure wohl von 48—55, an Thonerde von 24—29, an Kalk von 9—17, an Natron von 5—9,5, an Chlor von 1,5—2,7%. Speciellere Untersuchungen liegen nicht vor. Was das Verhalten gegen Säuren betrifft, so scheint es sich hier um Glieder der Skapolithgruppe zu handeln, welche von Salzsäure nur wenig angegriffen werden. Nach der Angabe von Lemberg (Z. geol. Ges. 1890. 741) werden chlorreiche Skapolithe nach dem Behandeln mit einer Lösung, welche 4% HFl, 4% NHO_3 und 2% $AgNO_3$ enthält, trüb, blass gelb im durchfallenden Licht, dann braun; wird nach dem Abspülen das gebildete AgCl mit Pyrogallol reducirt, so erscheint der Skapolith durch abgelagertes Silber undurchsichtig (ähnlich verhält sich Sodalith, auch Haüyn).

An fremden mikroskopischen Einschlüssen führen diese Skapolithe wohl allerhand Partikel von begleitenden Mineralien, wie helle Pyroxene und Amphibole, Quarz, Epidot, Feldspath, Calcit, Eisenglanz, Magnetit, auch liquide Interpositionen; bisweilen sind zahlreiche feine opake schwarze Nädelchen (ähnlich denen in Gabbroplagioklasen) parallel der Hauptaxe eingewachsen, wohl unter Freilassung einer äusseren peripherischen Zone. — Von den makroskopischen Skapolithen ist bekannt, dass dieselben sehr vielen Zersetzungsprocessen unterliegen, wofür auch oft das äussere trübe und matte Ansehen, die häufige grössere Weichheit der Krystalle, ihr oftmaliger Gehalt an Wasser, ja an kohlensaurem Kalk spricht. Auch eine Umbildung in bestimmte andere Silicate ist für sie nachgewiesen, so in Epidot, in Albit, namentlich in Biotit und Muscovit. U. d. M. sieht man die Umwandlung von den Quer- und Längsrissen aus beginnen, ohne dass es immer gelingt, die entstandenen Producte mit einem bestimmten Mineral zu identificiren; es bildet sich bald ein schwach faseriges, wenig doppeltbrechendes Mineral, welches sich dann weiter in farblose stark doppeltbrechende Schüppchen einer wohl glimmerartigen Substanz umzusetzen scheint, bald aber auch direct ein weisses kryptokrystallinisches mehlartiges Product.

Die Hauptverbreitung der Skapolithe fällt in das Gebiet der krystallinischen Schiefer. Hier erscheinen sie einmal in Gneissen, insbesondere solchen, welche Pyroxen, Epidot und Calcit enthalten, wie im niederösterreichischen Waldviertel (nach Becke, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 369), mehrorts in Schweden (nach Törnebohm, Stockholms geol. Fören. Förh. VI. 1882. 193); in Gneissen des ersterwähnten Gebiets bildet der Skapolith auch im Gemenge mit einem dunkelgrünen Pyroxen bei Sperkenthal eine selbständige Einlagerung. Wulf beobachtete ihn in Augitgneissen des Herero-Landes (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 215,

Svedmark in schwedischen Amphiboliten, und späterhin ist er noch an manchen anderen Orten in Amphiboliten wahrgenommen worden. Aus der Umgegend von St. Nazaire beschrieb auch Lacroix ein vorwiegend aus Skapolith und grünem Augit bestehendes Gestein, wahrscheinlich ein Glied krystallinischer Schiefer (Comptes rendus CIV. 1887. 1011). Sodann findet sich der Skapolith sehr vielfach als accessorischer Gemengtheil in den körnigen Kalksteinen der krystallinischen Schiefer oder in contactlich metamorphosirten sedimentären Kalken. — In den Eruptivgesteinen scheint er als primärer Gemengtheil kaum oder nur äusserst selten vorzukommen; die Angaben von vom Rath über das Auftreten des zur Skapolithgruppe gehörigen Meionits in Trachyten Italiens (vgl. Trachyt) sind wenigstens äusserst zweifelhaft, die von Vogelsang über seine Gegenwart in Vesuvlaven (vgl. diese) beruhen ohne Zweifel auf unrichtiger Deutung. Nach Dalmer soll ein Mineral der Skapolithgruppe im Rhyolith von Campiglia marittima vorkommen (N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 211); Machado erwähnt Skapolith in einem sog. Quarzaugitdiorit aus Brasilien, dessen Gemengtheile nicht mit diesem Namen übereinstimmen und dessen Eruptivität wohl nicht zweifellos ist (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 353). Sonderbar ist das Auftreten des Skapoliths in den Sanidiniten.

Mehrorts ist der Skapolith als ein unzweifelhaftes Umwandlungsproduct von Plagioklas erkannt worden, wobei alle Stadien der Übergänge vorkommen und es bisweilen geschieht, dass ein grosses Skapolith-Individuum sich auf Kosten von mehreren kleineren Plagioklasleisten bildet, in Folge dessen alsdann die ursprüngliche ophitische Structur des Gesteins in eine rein gleichmässig körnige sich umwandeln kann. Beispiele bieten u. a. pyrenäische und portugiesische Ophite, ein olivindiabasartiges Gestein von Saleix (Ariège). Der die Apatitlagerstätten von Oedegarden und Bamle in Norwegen begleitende Gabbro geht durch Umwandlung seiner beiden Hauptgemengtheile in ein Gestein über, welches aus vorwiegendem Skapolith und Hornblende, ausserdem Magnetit, Titanit und wenig Plagioklas besteht (Michel Lévy, Bull. soc. min. I. 1878. 43; Sjögren, Stockholms geol. Fören. Förh. VI. 1882. 469). Judd hat hier (Miner. Magaz. VIII. 186) die Umwandlung des Plagioklases in Skapolith sehr eingehend verfolgt, welcher bisweilen noch Spuren der Zwillingslamellirung des ersteren aufweist; er stellt sich den Process so vor, dass in dem Plagioklas sich zuerst, entlang seinen Zwillingsflächen, die als »Flächen chemischer Schwäche« aufgefasst werden, Flüssigkeitseinschlüsse mit einem Gehalt an Chlornatrium ausbildeten, welches sich weiterhin mit dem Silicat des Feldspaths zu Skapolith verband. Lacroix glaubt dagegen, dass es bei einer solchen Transformation von Feldspath in Skapolith einer Dazwischenkunft von Flüssigkeitseinschlüssen nicht bedarf (Bull. soc. fr. min. XIV. 1891. 43; vgl. auch Comptes rendus CXI. 1890. 803). Ähnliche Gesteine, sog. Skapolithdiorite, kommen nach Frank D. Adams in Canada vor. — An dem secundär aus triklinem Feldspath gebildeten sog. Saussurit wird mitunter eine Betheiligung von Skapolith wahrgenommen. — Skapolith erscheint weiterhin als Umwandlungsproduct von Granat. — Viele werthvolle Angaben

über Skapolithe enthält die Schrift von Lacroix »Contributions à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernerite« (Bull. soc. fr. min. April 1889).

Dipyr und Couzeranit sind Glieder der Skapolithgruppe, welche als contactmetamorphische Producte in Kalksteinen und Schiefern der Pyrenäen auftreten.

Turmalin.

Rhomboëdrisch, R{10$\bar{1}$1} = ca. 133° 10′. Der Habitus der Gesteinsgemengtheile bildenden Turmalinkrystalle ist theils lang- theils kurzsäulenförmig, selten rhomboëdrisch, indem sie vorwaltend von ∞P2{11$\bar{2}$0}. $\frac{1}{2}$∞R{10$\bar{1}$0} gebildet und von Rhomboëdern begrenzt werden; hemimorphische Ausbildung gibt sich (z. B. an mikroskopischen Krystallen) durch abweichende Flächen an den Enden der Hauptaxe und durch das Auftreten des dreiseitigen $\frac{1}{2}$∞R kund, welches mit ∞P2 ein neunseitiges oft etwas abgerundetes Prisma bildet; Kotō beobachtete z. B. in krystallinischen Schiefern Japans an dem einen hellgefärbten Ende +R{10$\bar{1}$1}, an dem anderen dunkeln — 2R{02$\bar{2}$1}; die Säulen meist vertical gestreift. Auch in parallel-, radial- und verworrenstengeligen bis faserigen oder in körnigen Aggregaten. Oft sind die Krystalle am einen Ende regelmässig ausgebildet, am anderen in feine nadelförmige Prismen zerfasert. — Spaltbark. rhomboëdrisch nach R und prismatisch nach ∞P2, doch beides sehr unvollkommen; H. = 7 ... 7,5; spec. Gew. = 2,94 ... 3.24, steigend mit der Zunahme der zweiwerthigen Metalle; Bruch muschelig bis uneben. Die grösseren Turmaline als Gesteinsgemengtheile sind gewöhnlich schwarz und undurchsichtig (ausserdem kommen farblose und solche von sehr verschiedener Färbung und Pellucidität vor). Mitunter betheiligen sich mehrere Farben an einem Individuum als Gegensatz von Kern und Hülle oder von mehreren Schalen, welche parallel der verticalen Begrenzung verlaufen; seltener sind die beiden Enden eines Prismas abweichend gefärbt. — Die negative Doppelbrechung ($c = \mathfrak{a}$) ist an dem scharfen Interferenzkreuz der basischen Schnitte im convergenten pol. Licht deutlich bestimmbar; ω = ca. 1,643, ε = ca. 1,623. — Auffallend dichroitisch, und zwar wird der ordentliche Strahl sehr stark und weit stärker absorbirt, als der ausserordentliche, weshalb selbst die hellgefärbten pelluciden Turmalinlängsschnitte oder Prismen, wenn ihre Längsaxe (c) senkrecht zu dem optischen Hauptschnitt des Polarisators steht, fast ganz schwarz erscheinen. Diese sehr starken Absorptionsunterschiede sind recht charakteristisch; sie finden sich in ähnlicher Weise nur noch wieder bei den dunkeln Glimmern und Amphibolen, welche aber durch ihre Spaltbarkeit gleich von dem Turmalin zu unterscheiden sind. — Chem. Zusammensetzung ist äusserst complicirt und schwankend; die Turmaline enthalten als Bestandtheile überhaupt: Kieselsäure, Phosphorsäure, Borsäure (der Nachweis ihrer Gegenwart, vgl. S. 141, ist charakteristisch für Turmalin), Thonerde, Eisenoxydul, Manganoxydul, Kalk, Magnesia, Kali, Natron, Lithion, Fluor und Wasser. Die in den Gesteinen vorwaltenden schwarzen, welche hier überhaupt lediglich berücksichtigt werden, führen vielleicht auf die allgemeine Formel

$(\overset{I}{R_2}, \overset{II}{R})_3 (\overset{VI}{R_2})_3 Si_4 O_{20}$, wobei sie enthalten ca. 38% Kieselsäure, 9—11 Borsäure, 32—34 Thonerde, 3—17 Eisenoxydul, unter den ca. 3% bildenden Alkalien kein Lithium und ca. ½% Fluor, ca. 3% Wasser. Jannasch und Calb schreiben allen Turmalinen die gemeinsame einfache Formel $R_9 BO_2[SiO_4]_2$ zu; auf andere Deutungen von Riggs, Wülfing, Scharizer, Groth kann hier nicht eingegangen werden. Kenngott hält die Turmaline für wechselnde isomorphe Mischungen der beiden Silicate $3R_2O.SiO_2 + 5(R_2O_3.SiO_2)$ und $2(3RO.SiO_2) + R_2O_3.SiO_2$ (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 44). Salzsäure wirkt auf das rohe Pulver gar nicht, Schwefelsäure nur höchst unvollkommen, Flusssäure auch nicht; der Turmalin kann daher leicht von den an Menge vorwaltenden anderen Gesteinsgemengtheilen, wie Feldspathen, Quarzen, Glimmern u. s. w. getrennt werden; bei der Behandlung mit Flusssäure erhält man ihn zusammen etwa mit Rutil, Zirkon, Andalusit, Granat, Spinell u. s. w., von denen er zum Theil vermittels sehr schwerer Flüssigkeiten getrennt werden kann.

Im Dünnschliff bildet der grössere Turmalin unregelmässig polygonale Querschnitte und langleistenförmige Längsschnitte, welche oft an den Enden ausgezackt und dismembrirt sind. Zusammenlagerung kleinerer prismatischer Krystalle zu einem grösseren Individuum wird häufig wahrgenommen. Die grösseren Turmaline sind gewöhnlich recht frei von fremden mikroskopischen Einschlüssen. Flüssigkeitseinschlüsse in granitischen Turmalinen können wohl nach Bryson's Untersuchung (Edinb. new phil. journ. XIV. 1864) liquide Kohlensäure sein. Umwandlungs- und Zersetzungserscheinungen bieten sie blos selten dar; Allport beobachtete in cornischen Gesteinen grünliche chloritische Pseudomorphosen, bestehend aus confusen Faserbüscheln mit Aggregatpolarisation, während andere Pseudomorphosen glimmeriger Natur zu sein schienen. In manchen Gesteinen, z. B. krystallinischen Schiefern, kommt der Turmalin nur als höchst winzige Individuen, kaum über 0,05 mm lang, vor, von eigenthümlich asch- oder perlgrauer, in das blassgelblichbräunliche spielender Farbe, an den Enden wohl rhomboëdrisch (auch hemimorphisch) ausgebildet, oft mit Quersprüngen versehen oder gar in einzelne Gliedchen zerstückelt, bisweilen durchwachsen von feinen schwarzen opaken Körnchen (Magnetit, Titaneisen, Graphit oder Kohlepartikel); vgl. F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1875. 628.

Turmalin, sammetschwarz und undurchsichtig, bildet mit Quarz ein Gemenge (Schörlrock, Turmalinfels), welches geologisch mit Graniten, namentlich als Randausbildung gewisser derselben, verbunden und wohl derart aus ihnen hervorgegangen ist, dass der Feldspath (und Glimmer) derselben eine Umwandlung in Turmalin unter Abscheidung von Quarz erfuhr; die Möglichkeit einer solchen Verdrängung ist durch ausgezeichnete Pseudomorphosen gewährleistet. Accessorisch erscheint der Turmalin namentlich in Graniten und verwandten älteren sauren körnigen Massengesteinen, insbesondere an der Peripherie und in der Nähe von Gängen; seltener in Quarzporphyren. In den jüngeren Massengesteinen kommt Turmalin nicht mehr vor. Reichlicher stellt er sich in gewissen metamorphischen Schiefercontactzonen um Granite ein, wo die sog. Turmalin-

hornfelse und quarzige Turmalinschiefer eine grössere Menge desselben enthalten. Accessorisch in einigen körnigen Kalken und Dolomiten. Weit verbreitet sind vereinzelte scharfe Turmalin-Individuen in den Quarz und Feldspath führenden krystallinischen Schiefern, in Gneiss, Granulit, der Hälleflinta, ferner in Phylliten, sowie in gewöhnlichen Thonschiefern der sedimentären Formationen. Auch hat man ihn vielfach in klastischen Sandsteinen, losen Sanden und Schieferthonen, sowie in Kalksteinen der Sedimentärformationen beobachtet, wo er wohl nur als ein allothigener Bestandtheil gelten kann.

Andalusit.

Rhombisch, in den Gesteinen in der Regel die einfache Combination von $\infty P\{110\} = 90^\circ 50'$ mit $0P\{001\}$ bildend, selten tritt $\bar{P}\infty\{101\}$ oder $\breve{P}\infty\{011\}$ hinzu; Querschnitte daher scheinbar quadratisch; Formen stets nach der Verticalaxe verlängert; Zwillingsbildungen sind hier mit Sicherheit nicht bekannt. Neben den isolirten Individuen erscheinen auch radialstengelige und körnige Aggregate. — Spaltbark. prismatisch nach ∞P, nicht sehr deutlich, an den Querschnitten der grösseren Individuen wohl als scheinbar rechtwinkelig sich durchkreuzende oder in ihren Längsschnitten als parallel verlaufende Risse erkennbar; Spuren von Spaltbarkeit werden nach $\infty\breve{P}\infty\{010\}$, $\infty\bar{P}\infty\{100\}$ und $\bar{P}\infty\{101\}$ angegeben; bei den mikroskopischen Andalusiten ist in der Regel gar keine Spaltb. zu beobachten. Auf Grund dieses Verhaltens ist der Andalusit kaum mit dem so leicht spaltbaren ebenfalls rhombischen Zoisit zu verwechseln. — Bruch uneben und splitterig. H. = 7 . . . 7,5; G. = 3,10 . . . 3,17; die ganz reine und klare Var. 3,16, im zersetzten Zustande weicher und leichter. Farblos aber stets gefärbt, die grösseren Krystalle meist aschgrau, röthlichgrau bis fleischroth, durchscheinend bis kantendurchscheinend, etwas glasglänzend. — Der Brechungsexponent ist nicht niedrig, $\alpha = 1,632$, $\beta = 1,638$, $\gamma = 1,643$ (viel höher als beim Feldspath), in Folge dessen treten die Schnitte etwas reliefartig hervor; aber wegen der, wie man sieht, schwachen Doppelbrechung (lange nicht so hoch wie bei Diopsid) bewegen sich die Interferenzfarben in niedrigen Graden, nur in relativ dicken Schnitten tritt z. B. das Roth erster Ordnung hervor. Auf $\infty\breve{P}\infty$ treten höhere Interferenzfarben hervor als auf $\infty\bar{P}\infty$. Die optischen Axen liegen im brachydiagonalen Hauptschnitt, die spitze negative Bisectrix fällt in die Verticalaxe und $a = \mathfrak{c}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{a}$. — Wahrer Winkel der optischen Axen = 83°—85°; auf dem basischen Schnitt sieht man daher das Axenbild im convergenten Licht besser als auf dem Makropinakoid. — Pleochroismus bisweilen sehr wohl erkennbar: in dickeren Schnitten ist a olivengrün, b ölgrün, c blutroth; also $c > b > a$; in dünneren ist a ungefähr $= b$, beide fast farblos oder nur ganz schwach grünlich, c aber immer noch im deutlichen Gegensatz rosaroth. Daher sind die Verticalschnitte viel lebhafter pleochroitisch als die Querschnitte. Möglicherweise ist es eine organische Substanz, welche den Andalusit färbt und pleochroitisch macht. Bisweilen zeigt sich in einem sonst im gewöhnlichen Licht

ziemlich farblosen Schnitt ein dann auch besonders intensiv pleochroitischer röthlicher Fleck von gewöhnlich verwaschenen Contouren, selten mit einigermassen krystallographischer Begrenzung. — Chemische Zusammensetzung das Aluminiumsilicat $(Al_2)SiO_5$ (oder vielleicht $Al[AlO]SiO_4$), mit 37,02 Kieselsäure und 62,98 Thonerde; ein angegebener Glühverlust von 0,51 % bei einer ganz frischen Var. scheint nur auf Fluor oder Hydroxyl zurückgeführt werden zu können. Die Zersetzung, welcher das Mineral häufig unterworfen ist, hat eine Verminderung des Thonerdegehalts zur Folge, worin vielleicht auch der Überschuss an Kieselsäure begründet ist, welchen manche Analysen ergeben haben, sofern es sich nicht um Verunreinigung durch beigemengten Quarz handeln sollte. V. d. Löthrohr unschmelzbar. Säuren sind ohne Wirkung, auch die Flusssäure greift nicht an, weshalb das Mineral leicht isolirt werden kann. Das Pulver wird durch Glühen mit Kobaltsolution schön blau.

U. d. M. erweisen sich die grösseren Andalusite mehrfach als aus Büschelsystemen von verschiedentlich gelagerten Stengeln bestehend, welche dem optischen Verhalten nach kleinere Andalusite und nicht etwa Umwandlungsproducte sind. An Querschnitten sieht man wohl, dass längs des Makropinakoids, welches als Gleitfläche gewirkt hat, eine Verschiebung der beiden Prismenhälften in jener Diagonale vorgekommen ist. Die ganz mikroskopischen Andalusite bilden, senkrecht auf ein verticales Pinakoid betrachtet, längliche, an den Enden meist unregelmässig abgerundete Prismen oder länglich rundliche Körner, und Aneinanderreihungen solcher Prismen oder Körner sind sehr häufig zu büschelförmig auseinanderlaufenden Aggregaten vereinigt, in und zwischen welchen oft zahlreiche Einschlüsse von Quarz, kohligen Partikeln und Biotitblättchen liegen; auch sind Rutilmikrolithen eingelagert beobachtet worden. Die reichlichen farblosen Quarzeinschlüsse bewirken oft ein eigenthümlich zerfressenes Aussehen. Oft sieht man im Gesichtsfelde des Mikroskops eine grössere Anzahl unregelmässig begrenzter, von Quarz u. a. Mineralien getrennter Andalusitpartieen, welche scheinbar unter einander in keiner Beziehung stehen; im pol. Licht ergibt sich aber dann aus der identischen optischen Orientirung aller dieser Körner und Fetzen, dass sie zu einem einzigen grossen Individuum gehören, dessen einzelne Theile in Folge seiner skelettartigen Ausbildung innerhalb der Ebene des Präparats gar keinen Zusammenhang mehr besitzen. Bisweilen wird beobachtet, dass die im Andalusit eingeschlossenen anderweitigen Gesteinsgemengtheile innerhalb desselben eine Gruppirung besitzen, welche mit derjenigen im Gestein übereinstimmt, wie denn z. B. eine Reihe dunkler Körnchen durch den Andalusit hindurchgeht. — Die kleineren Individuen pflegen ziemlich frisch zu sein, bei den grösseren macht sich öfters eine Umwandlung geltend, welche anscheinend zum Muscovit oder Kaolin gehörige Producte erzeugt.

Die Hauptheimath des Andalusits bilden die metamorphischen Thonschieferhöfe um Granitmassivs, wo er sich in den der Granitgrenze zunächst liegenden, stärker umgewandelten Zonen, in den Knotenglimmerschiefern und sog. Hornfelsen (Cornubianiten) einzustellen pflegt. Viel minder häufig findet er sich in den

eigentlichen normalen krystallinischen Schiefern, in Gneissen, Granuliten und Glimmerschiefern, auch Phylliten. — In gewöhnlichen Graniten ist das Auftreten von mikroskopischem Andalusit nicht ausgeschlossen, aber jedenfalls höchst selten; vgl. Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 178, Teall, im Mineral. Magaz. VII. 1887. 161); bisweilen finden sich grössere Individuen in Gängen von Muscovitgranit.

Der Chiastolith ist nur eine freilich recht eigenthümliche Varietät des Andalusits; die Krystalle ($\infty P = 91^\circ 4'$), lang säulenförmig und gewöhnlich in schwarzem Thonschiefer eingewachsen, sind dadurch charakterisirt, dass dessen kohlige Substanz sich im Inneren der Krystalle eingeschlossen findet. Die Querdurchschnitte der einzelnen Krystalle weisen eine verschiedene Vertheilung der schwarzen färbenden Masse auf. Bald ist nur ein centrales schwarzes Viereck vorhanden, um welches die Krystallsubstanz eine Hülle bildet (macle circonscrite); bald laufen von dem centralen Kern in diagonaler Richtung vier dünne schwarze Lamellen aus, welche in den Kanten endigen (m. tétragramme); bald finden sich ausserdem in den vier Kantenwinkeln der Chiastolithsäulen noch vier sehr schmale schwarze Vierecke, welche durch jene vier diagonalen Lamellen mit dem stärkeren centralen Viereck verbunden sind (macle pentarhombique). Im pyrenäischen Héas-Thale erscheint im Inneren gar kein centraler Kern, sondern es durchkreuzen sich die schwarzen Lamellen direct rechtwinkelig. Der Längsschnitt der Krystalle zeigt, dass der schwarze centrale Kern bald der Länge nach stets von gleicher Dicke ist, also ein Prisma darstellt, dass er in anderen Krystallen vom einen zu dem anderen Ende an Dicke zunimmt und somit eine abgestumpfte Pyramide bildet, dass er in noch anderen Krystallen nach der Mitte zu sich verjüngt und dann wieder verbreitert, wodurch gewissermassen zwei Pyramiden gebildet werden, die ihre Spitzen gegen einander kehren.

Die dunkle Substanz im Chiastolith hielt man früher für Thonschiefer, doch besteht dieselbe in der That der Hauptsache nach nur aus Kohlepartikelchen, welche auch an der Färbung des umgebenden Thonschiefers Antheil haben: damit steht auch die alte Erfahrung in Verbindung, dass der Chiastolith sich durch Glühen weiss brennt. Diese kohligen Theilchen liegen an der schwarz gezeichneten Stelle in einer auch hier vorhandenen Grundsubstanz von Chiastolith. Doch pflegen neben der kohligen Materie oft spärliche Erzkörner und Turmaline, bisweilen auch Magnesiaglimmerflitterchen und Rutilmikrolithen, namentlich aber rundliche oder längliche Partieen einer farblosen und wasserklaren, doppeltbrechenden Substanz zu erscheinen, welche wahrscheinlich Quarz ist. Übrigens kommen auch bisweilen in der Masse des eigentlichen Chiastoliths ausserhalb des Kerns vereinzelte Kohletheilchen, Erzkörner und Turmalinsäulchen vor.

Die frühere Ansicht, dass der Aufbau der Chiastolithe auf einer zwillingsmässigen Verwachsung beruhe, muss als widerlegt gelten, dadurch, dass einschliesslich der dunkeln kohlegefärbten Stellen durch den ganzen Krystall einheitliches optisches Verhalten und einheitliche Spaltbarkeit sowohl in den inneren wie äusseren Partieen herrscht. Um die eigenthümliche Einordnung der Einschlüsse

zu erklären, fasst Rohrbach (Z. geol. Ges. XXXIX. 1887. 636) die Chiastolithe auf als eine Art von Skelettkrystallen des Andalusits, bei welchen (umgekehrt wie bei den meisten sonst als Skelette bezeichneten Bildungen) das Wachsthum der Krystalle auf den Flächen von $\infty P\{110\}$ rascher fortschritt als an den Kanten; hierdurch entstanden sog. eingekerbte Kanten und bei dem fortschreitenden Wachsen des Krystalls wurden gerade an diesen Stellen »Theile der Schiefermasse und kohlige Partikelchen« eingeschlossen; die dunkeln Diagonalebenen seien daher die Spuren der eingekerbten Prismenkanten. — Da aber auch an den dunkeln Stellen Chiastolithsubstanz als Trägerin der opaken Partikelchen nicht vermisst wird, und es sich nicht eigentlich um eingelagerte Schiefermasse handelt, so liegt die Sache doch vielleicht anders und zwar so, dass ganz übereinstimmend mit der üblichen Skelettbildung zuerst ein kohlegetränktes Chiastolithgerüst nach den Axen wuchs und in die von diesem Skelett begrenzten Räume sich später reine Krystallsubstanz hineinlegte (vgl. auch Hintze, Mineralogie I. 133). — Macpherson erwähnt, dass in den bis 1 cm grossen Krystallen aus den Thonschiefern der Sierra Palmitera und Sierra del Real (Serrania de Ronda in Spanien) die kohlige Substanz sehr oft wie auf Spiralebenen eingelagert ist. — F. E. Müller beobachtete radial-büschelförmige oder garbenähnliche Zusammenhäufungen von Chiastolithkrystallen.

Der Chiastolith stimmt auch in physikalischer und chemischer Hinsicht mit dem Andalusit überein, nur beträgt die Härte blos 5 ... 5,5, oft noch weniger, wohl in Folge der häufig eingetretenen Zersetzung in wasserhaltige Magnesiasilicate; dadurch wird die Herausbildung einer mikroskopischen Faserigkeit bedingt, wobei die Fasern oft senkrecht auf den Seitenwänden stehen. Mit fortschreitender Zersetzung geht der etwaige Pleochroismus des Chiastoliths verloren. Blass rosenrothe auch bräunliche Krystalle finden sich in den Schiefern der Alexandrow'schen Grube beim Dorf Mankowa in Transbaikalien (Jeremejew, Russ. miner. Ges. 1863. 135), ausgezeichnet pfirsichblüthrothe in der Umgegend von Bona in Algier (Renou, Explorat. de l'Algérie, Paris 1848. 58). Über Dimensionen u. s. w. vgl. den Abschnitt Contactproducte am Granit. — Basische Schnitte ganz frischer Krystalle löschen völlig einheitlich diagonal aus, gleichzeitig in allen vier Quadranten, in welche eine solche Platte zu zerfallen scheint.

Das Mineral erscheint, wie der eigentliche Andalusit, in den Schiefercontacthöfen um Granitmassivs, stellt sich aber hier hauptsächlich erst weiter vom Granit entfernt ein, an Orten bis wohin die Metamorphose minder intensiv vorgeschritten ist. Durocher führte schon 1846 an, dass gerade die am mindesten glimmerig gewordenen Schichten die schönsten Chiastolithe enthalten; auch constatirte er, dass sich an der dunklen Masse der centralen Einschlüsse die plane Parallelstructur des umgebenden Schiefers häufig (wie gleichfalls später von Cross beobachtet wurde) noch erkennen lasse, und schloss daraus, dass sich die Krystalle erst nach der Verfestigung des Schiefers in demselben bildeten. Neben den Chiastolithkrystallen gewahrt man bisweilen organische Überreste, z. B. in der Bretagne, am See Ekern im südl. Norwegen (Brögger, Z. geol. Ges. 1876. 73).

Die Krystalle liegen gewöhnlich richtungslos in der Schiefermasse zerstreut, meist sind sie den Schieferungsflächen parallel gelagert, und es wird die Schieferung durch dieselben nicht gestört; doch kommt es auch vor, dass sie dieselbe unter einem Winkel durchschneiden, ja ganz rechtwinkelig darauf stehen. Die Grenze zwischen ihnen und dem Schiefer scheint in manchen Fällen weder völlig scharf noch regelmässig. — Übrigens ist der Chiastolith bis jetzt fast nur aus solchen Contacthöfen bekannt; in den eigentlichen krystallinischen Schiefern pflegt er (im Gegensatz zum Andalusit) nicht vorzukommen; doch ist in einigen Phylliten, welche mit Eruptivgesteinen in keinem ersichtlichen Verbande stehen, Chiastolith beobachtet worden.

Sillimanit.

Rhombisch; der als Gesteinsgemengtheil auftretende Sillimanit bildet, soweit bis jetzt bekannt, blos langprismatische und sehr dünne Krystalle, welche nur selten isolirt vorkommen und auch dann makroskopisch nicht als solche zu erkennen sind; mit freiem Auge werden nur jene filzartigen, verworren- oder parallelfaserigen Aggregate von Sillimanit erblickt, welche man Faserkiesel, Fibrolith oder Bucholzit (Monrolith, Bamlit, Xonolith, Wörthit) nennt und welche linsenförmige Knauer namentlich in Gneissen bilden. An den langsäulenförmigen Individuen, welche zu äusserst feinen Nädelchen herabsinken, beträgt $\infty P\{110\}$ 111°; neben diesem Grundprisma tritt aber in der Säulenzone auch $\infty \breve{P}\frac{3}{2}\{230\}$ mit einem vorderen Winkel von 88° 15′ auf; bei dieser Combination der beiden Prismen ist der Querschnitt natürlich achtseitig und kann dann leicht von demjenigen des Andalusits unterschieden werden; ebenso ist dies möglich bei einem genau basischen Querschnitt durch das allein vorhandene, vorn viel stumpfere Prisma von 111° (beim Andalusit misst $\infty P = 90°\ 50'$); tritt aber, wie es bisweilen der Fall, das Prisma von 88° 15′ allein auf, so ähnelt der dann fast quadratische Querschnitt sehr demjenigen des Andalusits. Selten sind die beiden verticalen Pinakoide erkennbar. In der Prismenzone treten aber auch noch andere unbestimmte Flächen oscillatorisch auf, weshalb die Individuen oft stark vertical gestreift und die Querschnitte abgerundet oder wie fein eingekerbt aussehen. An den Enden der Verticalaxe sind keine bestimmten Flächen zu erkennen, die langen Nadeln sind hier unregelmässig abgestumpft (manchmal scheinbar abgebrochen) oder sehr fein zugespitzt. Es kommen auch deutlich hin- und hergebogene Nadeln vor. — Spaltbarkeit makrodiagonal sehr vollkommen, was aber nur in den Quer- und Längsschnitten der grösseren Individuen (dann im Gegensatz zu den Andalusitquerschnitten) hervortritt, nicht an denjenigen, welche, vom Schliff ungetroffen, im Präparat liegen; ist $\infty \breve{P}\frac{3}{2}\{230\}$ allein ausgebildet, so verläuft diese Spaltbarkeit anscheinend brachydiagonal. Die längeren Individuen zeigen, auch wenn sie ganz dünn sind, eine Querabsonderung, die manchmal zur Zerlösung in einzelne Gliedchen geht und beim Andalusit fehlt. — H. = 6...7; G. = 3,23...3,24, also etwas höher als bei Andalusit.

In den Dünnschliffen sind die langen Sillimanit-Nadeln ganz farblos durchsichtig, daher fehlt auch bei diesen Vorkommnissen der beim Andalusit so häufig merklich hervortretende Pleochroismus. Der Brechungsexponent ist etwas grösser als bei Andalusit, $\beta = 1,660$ für Roth nach Des Cloizeaux; die Doppelbrechung nicht sonderlich stark, $\alpha = 1,659$, $\beta = 1,661$, $\gamma = 1,680$ und $\gamma - \alpha = 0,020$ bis 0,022 nach Michel Lévy, aber doch etwas bedeutender als bei Andalusit (0,01) und viel bedeutender als bei Zoisit, in Folge dessen die Interferenzfarben sich bei einer mittleren Dicke der Individuen schon in die niederen Grade der zweiten Ordnung erheben. In den feinen filzigen Aggregaten erscheinen die Querschnitte als winzige stark lichtbrechende Pünktchen. Die optischen Axen liegen im makrodiagonalen Hauptschnitt, die spitze positive Bisectrix fällt in die Verticalaxe; $a = \mathfrak{b}$, $b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{c}$; mit dem Quarzkeil lässt sich daher leicht die Unterscheidung von Andalusit vornehmen, bei welchem die Verticalaxe negative Bisectrix $\mathfrak{a}$ ist. Auch der Winkel der optischen Axen, welche deutlich auf den Querschnitten austreten, ist erheblich kleiner, $2E = 44^\circ$ für Roth, 37° für Violett, $\varrho > v$. — Fremde mikroskopische Einschlüsse treten nicht hervor. — Chem. Zusammensetzung $(Al_2) Si O_5$ wie beim Andalusit; ebenso unangreifbar durch Säuren wie dieser.

Der Sillimanit spielt seine Hauptrolle in den krystallinischen Schiefern und zwar hier mehr in Gneissen als in Glimmerschiefern; er pflegt dann den meisten Gesteinsgemengtheilen eingewachsen zu sein (mit besonderer Vorliebe dem Quarz und Cordierit), stellenweise die oben erwähnten grösseren linsenförmigen Knöllchen und Knauer des Faserkiesels (Fibroliths) bildend, welche ein mit mehr oder weniger Quarz getränktes filziges Aggregat von Sillimanitnädelchen darstellen. Auch ziehen sich gewundene Stränge dichtgeschaarter Nädelchen durch die Schiefer oder es bedecken Lagen von Fibrolithbüscheln die Schichtungsflächen. Im Feldspath findet er sich gewöhnlich nicht eingewachsen. Auch in contactmetamorphischen Schieferhöfen ist er beobachtet worden, insbesondere, wenn dieselben Cordierit führen. Hier ist wohl auch der Biotit durch und durch mit Sillimanitnadeln erfüllt. Selten als Neubildung in Sandsteinen, die durch Granit metamorphosirt wurden (Bretagne). — In Granuliten schliessen sich Sillimanit und Cyanit keineswegs aus; bemerkenswerth ist auch das Zusammenvorkommen von Sillimanit mit Andalusit, welche sogar regelmässige Verwachsungen eingehen, indem Andalusit den Sillimanit, krystallographisch parallel gestellt, umwächst, wobei dann die Ebenen der optischen Axen beider gekreuzt liegen (Lacroix, Bull. soc. minér. XI. 1888. 150; XII. 1889. 59; ferner Michel Lévy und Termier, ebendas. XII. 1889. 56); bisweilen sind dabei noch kleine Nadeln von Sillimanit unter 90° oder 45° mit dem Andalusit und dem übrigen Sillimanit verwachsen; in diesen Verwachsungen bildet der Sillimanit aber auch breite Lamellen anstatt der nadelförmigen Individuen.

Disthen (Cyanit).

Triklin; meist langgestreckte, breit säulenförmige Krystalle, vorwaltend durch zwei Flächenpaare, $\infty\bar{P}\infty\,\{100\}$ (*M*) und $\infty\breve{P}\infty\,\{010\}$ (*T*) gebildet, welche sich nach Phillips unter 106° 15′ (106° 4′ nach vom Rath) durchschneiden; *M* glänzend, aber selten glatt und eben, *T* glatter und auch glänzender; die *scharfen* Seitenkanten dieser rhomboidischen Säule sind gewöhnlich durch $\infty'P\,\{1\bar{1}0\}$ (*o*) abgestumpft, welches mit *M* 130° 44′, mit *T* 123° 1′ bildet; die *stumpfen* Seitenkanten zwischen *M* und *T* werden wohl durch mehrere Flächen abgestumpft, darunter $\infty P'\,\{110\}$ (*l*), mit *M* 145° 16′ und mit *T* 140° 59′ bildend, sowie $\infty\bar{P}'2\,\{210\}$ (*k*, meist rauh). Terminale Flächen sind sehr selten ausgebildet; $0P\,\{001\}$ (*P*), gewöhnlich matt, ist gegen *M* unter 79° 10′, gegen *T* unter 86° 45′ geneigt. Die Querschnitte der Krystalle zeigen daher bei Ausbildung von *MTlo* ein verschobenes Achteck, bei Ausbildung von *MT* und nur *eines* Prismas ein verschobenes Sechseck, bei Ausbildung von nur *M* und *T* einen verschobenen Rhombus. Durchschnitte nach der Prismenaxe sind leistenförmig mit rundlichen, zackigen oder unregelmässigen Enden. — Die nach mehreren Gesetzen erfolgende Zwillingsbildung hat mehr rein mineralogisches als petrographisches Interesse; häufig namentlich nach den breiten Pinakoidflächen *M*, wobei eine Normale darauf die Drehungsaxe ist, mit rinnenartig einspringender Längskante; auch erfolgt hiernach wohl eine polysynthetische Zwillingsverwachsung nach Art der Plagioklase. Sonst ist noch hervorzuheben das fernere Gesetz: Zwillings-Ebene die Basis, wobei die auf *T* entstehenden ein- und ausspringenden Zwillingskanten 173° 33′ betragen. Nach Bauer sind diese nach der Basis verwachsenen Zwillinge nicht ursprünglich gebildet, sondern durch Druckwirkung erzeugt. vom Rath fand auch parallel $\frac{3}{8}\bar{P},\infty\,\{\bar{3}08\}$ eingeschaltete Lamellen. Kenngott beobachtete Zwillinge, in denen sich die Säulen unter fast 60° schneiden; Bauer ermittelte dafür die Brachypyramide $2\breve{P},2\,\{\bar{1}\bar{2}1\}$ als Zwillings- und Verwachsungsebene; nach Rosenbusch ist diese den schiefen Staurolithkreuzen ähnliche Verwachsung bei den mikroskopischen Disthenen der Paragonit- und Glimmerschiefer häufig. Die Krystalle einzeln eingewachsen; auch derb in stengeligen Aggregaten, welche oft krumm- und theils radial-, theils verworrenstengelig sind; in Pseudomorphosen nach Andalusit. — Spaltb. nach *M* sehr vollk., nach *T* vollk., auch nach der schiefen Basis *P*, doch handelt es sich nach Bauer hier um eine *Gleitfläche*, nicht um eine eigentliche Spaltungsfläche. Bauer beobachtete noch eine seltene Spaltb. nach $'\breve{P},\infty\,\{0\bar{1}1\}$; spröde. — In den Querschnitten macht sich daher eine oder daneben auch noch die zweite der verticalen Spaltbarkeiten geltend, die Längsschnitte zeigen longitudinale parallele Risse, quer darauf stehend die basische Theilbarkeit, deren Gleitflächennatur in der That durch das mikroskopische Aussehen der Risse bekräftigt wird, insofern längs derselben häufig die Krystalltheile gegen einander verschoben erscheinen.

H. = 5...7, nämlich auf den breiten Verticalflächen der Länge nach = 5, der Quere nach = 7; G. = 3,48...3,68; farblos, aber häufig gefärbt; bläulichweiss,

berlinerblau bis himmelblau und seladongrün, gelblichweiss bis ockergelb, röthlichweiss bis ziegelroth, graulichweiss bis schwärzlichgrau: Farben oft fleckenweise vertheilt. Perlmutterglanz auf der Hauptspaltungsfl., sonst Glasglanz, durchsichtig bis kantendurchscheinend. Die Ebene der optischen Axen, welche durch den scharfen ebenen Winkel auf M geht, ist ungefähr 30° gegen die Verticalaxe geneigt, und ihre negative Bisectrix (a) fast normal auf der vollkommensten Spaltungsfläche. Die Auslöschung auf der breiten Pinakoidfläche M gegen die Kante MT beträgt daher ca. 30°, diejenige auf der schmaleren T gegen dieselbe Kante MT ca. 7°; auf der Basis P geht die Auslöschung ungefähr parallel und senkrecht zu den Spaltungsrissen nach M. Winkel der optischen Axen gewöhnlich recht gross; scheinbarer Axenwinkel in Öl für Roth 100°—101°. Den mittleren Brechungsexponenten bestimmte Des Cloizeaux zu 1,720 für Roth. $\gamma - \alpha = 0{,}016$ bis 0,021. Verticalschnitte mit einer Auslöschungsschiefe von 30° ($\infty\bar{P}\infty\{100\}$) zeigen die Interferenzfarben erster Ordnung, solche mit nur geringer Auslöschungsschiefe ($\infty\breve{P}\infty\{010\}$) Interferenzfarben höherer Ordnung. Die Zwillingsbildungen können im polarisirten Licht erkannt werden, nur diejenigen nicht, bei welcher die Normale auf M Drehungsaxe ist, da in diesem Falle die optischen Axenebenen in beiden Individuen übereinstimmend liegen. — Bei intensiverer Blaufärbung deutlich pleochroitisch: $\mathfrak{c}$ blau, $\mathfrak{a}$ ganz schwach bläulichweiss: der Gegensatz ist daher auf Schnitten nach T am besten wahrnehmbar. — U. d. M. meist reine Substanz zeigend; nur selten sind etwa Blättchen von Glimmer, Eisenglanz, Körnchen von Quarz, Mikrolithen von Rutil oder Turmalin meist regellos eingemengt.

Chemische Zus.: $(Al_2)SiO_5$, genau dieselbe wie die des Andalusits (vielleicht $[AlO]_2SiO_3$); ein wenig Thonerde ist oft durch Eisenoxyd ersetzt. V. d. L. ist er unschmelzbar; in Phosphorsalz löslich mit Hinterlassung eines Kieselskeletts; mit Kobaltsolution stark geglüht färbt er sich dunkelblau; Säuren sind ohne Wirkung, was für die Isolirung von Belang ist. Man unterscheidet als Varietäten Cyanit (meist breitstengelig und blau gefärbt) und Rhätizit (schmalstengelig und nicht blau, oft durch Kohle grau bis schwarz gefärbt).

Der Disthen bildet einen accessorischen Gemengtheil von nicht geringer Verbreitung in krystallinischen Schiefern und dazu gehörigen Gesteinen, wie in Paragonitschiefern, Muscovitschiefern, Gneissen, Granuliten, Eklogiten; in den Phylliten pflegt er nicht vorzukommen. Den Eruptivgesteinen fehlt das Mineral. — Erscheinungen einer Umwandlung sind selten und scheinen dann meist in einer Production von Muscovit zu bestehen. — Nach der Angabe von Vernadsky löschen die auf hohe Temperatur (1200°—1300°) erhitzten Disthenkrystalle nicht mehr einheitlich aus, es entstehen in ihnen prismatisch begrenzte stark positiv doppeltbrechende Theile, in denen eine Elasticitätsaxe genau oder fast parallel der Längsrichtung geht, das spec. Gew. vermindert sich auf 3,15—3,23, so dass hier eine Umlagerung in Sillimanit zu erfolgen scheint (Bull. soc. minér. XII. 1889. 447).

Staurolith.

Rhombisch, $\infty P\{110\} = 129^\circ 26'$; in den Gesteinen meist die Combination $\infty P\{110\} . \infty \breve{P}\infty\{010\} . 0P\{001\}$, bisweilen auch noch $\bar{P}\infty\{101\}$ ($69^\circ 34'$) dazu. Krystalle kurz- und dick-, oder lang- und breitsäulenförmig; im Querschnitt sechsseitig (auch bei alleiniger Ausbildung von ∞P spitz rhombisch), im makrodiagonalen Verticalschnitt als breitere, im brachydiagonalen als schmälere Rechtecke. Zwillingskrystalle sehr häufig, als Durchkreuzungszwillinge namentlich mit fast rechtwinkeliger Durchkreuzung der beiden Verticalaxen (Zwillings-Ebene $\frac{3}{2}\breve{P}\infty\{032\}$) oder mit schiefwinkeliger Durchkreuzung unter fast 60° (Zwillingsebene $\frac{3}{2}\breve{P}\frac{3}{2}\{232\}$. — Spaltbarkeit an grösseren Individuen brachydiagonal vollkommen, auch Spuren nach ∞P; für mikroskopische Individuen zur Diagnose nicht sonderlich verwerthbar. — H. = 7...7,5; G. = 3,34...3,77, je reinere Substanz, desto höher. Röthlichbraun bis schwärzlichbraun; Glasglanz, durchscheinend bis undurchsichtig. Brechungsexponent recht hoch, β für Roth nach Miller 1,7526, nach Des Cloizeaux 1,749; die Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0,010$ im Mittel zufolge Michel Lévy) ist nur von mittlerer Stärke, aber doch so, dass schon dünne Schnitte lebhafte Interferenzfarben zeigen. Michel Lévy und Lacroix geben für $\alpha = 1,736$, $\beta = 1,741$, $\gamma = 1,746$. — Die optischen Axen (ca. 89° für Roth) liegen in dem makrodiagonalen Hauptschnitt; ihre spitze positive Bisectrix fällt in die Verticalaxe; $a = \mathfrak{b}$, $b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{c}$. — $\varrho > v$. Pleochroismus meist nicht sehr auffallend; die Absorption ist am stärksten für die parallel der Verticalaxe schwingenden Strahlen; c dunkelbraun ins Rothe oder goldgelb, a und b beide ähnlich lichtgelb, bald mehr ins Röthliche, bald mehr ins Grünliche. — Die Feststellung der chem. Zus. hat grosse Schwierigkeiten verursacht, weil die einzelnen Bestandtheile: Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxydul und Magnesia so erhebliche Schwankungen aufwiesen, wie denn z. B. die Kieselsäuremenge zwischen 27,9 und 51,3, die Thonerdemenge zwischen 34,3 und 54,7 % liegend befunden wurde. Der Staurolith von Faido ist der an Kieselsäure ärmste, an Thonerde reichste. Durch die Untersuchungen von Lechartier (Bull. soc. chim. [2] III. 1865. 378), v. Lasaulx (Min. Mitth. 1872. 173) und Fischer ergab sich, dass alle anderen Varr. von Staurolith, welche einen höheren Kieselsäuregehalt (und niedrigeren an Thonerde) aufweisen, diesen einer reichlichen Interposition von Quarzkörnern (auch von Granat, Glimmer u. s. w.) verdanken. Werden diese fremden mechanischen Einwachsungen, welche u. d. M. sehr gut zu erblicken sind, durch Behandlung des Stauroliths mit Fluorwasserstoffsäure weggeätzt, so bleibt reine Mineralmasse von der Zus. der Var. von Faido übrig: die stark verunreinigten z. B. namentlich die aus der Bretagne schliessen, obwohl gut krystallisirt, bis zu 40 % Quarz ein und sind deshalb sp. leichter; auch der St. von Airolo am St. Gotthard ist im Gegensatz zu dem von Faido nicht rein. Was die Zus. der reinen Staurolithsubstanz betrifft, so ist hervorzuheben, dass Lechartier ca. 1,5 % Wasser fand, welches erst beim Glühen entweicht; die Analyse von Friedl an ganz reinem Material

führte auf die Formel $H_4 \overset{II}{R}_6 (\overset{VI}{R_2})_{12} Si_{11} O_{66}$, worin R = vorwaltend Fe, auch etwas Mg, und $(R_2) = (Al_2)$ nebst ganz wenig (Fe_2); derselben entspricht das einfache Sauerstoffverhältniss 2 : 1. Ist $RO = \frac{2}{3} MgO + \frac{1}{3} FeO$ und $(R_2) O_3 = \frac{47}{48} (Al_2) O_3 + \frac{1}{48} (Fe_2) O_3$, so ergiebt dieselbe 28,38 Kieselsäure, 51,87 Thonerde, 1,68 Eisenoxyd, 13,93 Eisenoxydul, 2,58 Magnesia, 1,55 Wasser. Coloriano erhielt bei der Analyse eines nur 27,38 Kieselsäure liefernden Stauroliths 6,83 Eisenoxyd auf 9,13 Eisenoxydul und glaubt, dass ursprünglich überhaupt nur Eisenoxydul vorhanden gewesen sei, welches sich erst später oxydirt habe. Vielleicht ist $H_2 R_3 (R_2)_6 Si_6 O_{34}$ die eigentliche Formel. — V. d. L. selbst in Splittern nicht schmelzbar. Säuren, auch Flusssäure, sind ganz ohne Wirkung.

Der Staurolith ist ein an die krystallinischen Schiefer gebundenes Mineral, wo er sich namentlich in Glimmerschiefern und Gneissen findet (sehr gern begleitet von Disthen); in den hornblendereichen Schiefern tritt er ganz zurück. Bei den häufig auftretenden makroskopischen Krystallen sind die erwähnten reichlichen fremden Interpositionen, zu denen sich auch noch Rutil, Turmalin, Disthen u. a. Mineralien gesellen, in der im Schliff gelblich bis bräunlich werdenden Krystallsubstanz u. d. M. sehr gut zu gewahren; die vorwaltenden eingeschlossenen Quarze sind bisweilen krystallisirt, gewöhnlich als rundliche Körner vorhanden, welche wohl ihrerseits kranzähnlich dunkle Partikel von Kohlenstoff oder Kohle enthalten. Im Staurolith eines Glimmerschiefers aus dem Hererolande beobachtete Wulf Quarz (welcher selbst Apatit einschliesst), Rutil, Granat (selbst mit Einschlüssen von Quarz und Magnetit), Magnetit, Biotit, Muscovit, Turmalin, also sieben verschiedene Mineralien (Min. u. petr. Mitth. VIII. 210). Flüssigkeitseinschlüsse werden recht selten im Staurolith bemerkt. Je kleiner die Staurolithe sind, desto mehr treten solche Verunreinigungen zurück, die mikroskopischen erweisen sich manchmal ganz frei davon. Scheinbar einfache Individuen, an denen kein einspringender Winkel wahrzunehmen ist, geben sich bisweilen auf Grund des abweichenden Dichroismus als versteckte Zwillinge zu erkennen. Bei den sehr mikroskopischen Staurolithen pflegen namentlich die schiefwinkeligen Zwillinge vorhanden zu sein, wobei dann die Individuen sich meistens nicht durchwachsen, sondern nur aneinandergewachsen sind. Eine Umwandlung in Kaliglimmerblättchen wurde von Pichler und Thürach beobachtet. — Den Eruptivgesteinen ist Staurolith ganz fremd.

Hier mag auch Gonnard's Dumortierit angereiht werden. Rhombisch, ∞P nahezu 120° nach Bertrand (ca. 124° nach Diller); strahlig-faserige Aggregate, die einzelnen strahligen Individuen sind Zwillinge nach ∞P, ganz wie beim Aragonit, mit paralleler Stellung ihrer Längsrichtungen, die optischen Axenebenen bilden mit einander ca. 120°. Spaltbar nach dem Brachypinakoid. — G. = 3,36; intensiv blau, z. Th. fast schwarz, auffallend stark pleochroitisch: fast farblos bis gelblich bei Parallelstellung der Faser-Längsrichtung mit dem Nicolhauptschnitt, senkrecht dazu schön smalteblau. Opt. Axenebene ($2V$ = ca. 35°) parallel den Fasern, die spitze negative Bisectrix fällt mit der Längsaxe der Fasern zusammen, die stumpfe senkrecht zu derselben, $c = \mathfrak{a}$, $a = \mathfrak{c}$; mittlerer

Brechungsexponent = 1,65; geringe Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0,010$); starke Dispersion $\varrho < v$ (nach Bertrand; nach Michel Lévy $\varrho > v$). — Chem. Zus. nach Damour: 29,85 Kieselsäure, 66,02 Thonerde, 1,01 Eisenoxyd, 0,45 Magnesia, 2,25 Glühverlust, also $(Al_2)_4 Si_3 O_{18}$, was erfordert 30,40 Kieselsäure, 69,60 Thonerde. Doch erhielten Diller und Whitfield auch einen Borsäuregehalt von 2,6 und 4,9%, sie halten den Glühverlust (Wasser) für wesentlich. Unlöslich in Säuren, auch in Flusssäure, unschmelzbar. In Pegmatitgängen im Gneiss zwischen Oullins und Chaponost im Iseron-Thal sowie bei Brignais (Rhône-Dep.), begleitet von Umwandlungsproducten des Cordierits (Bull. soc. min. IV. 1881. 2. 6; XI. 1888. 264); bis 1 cm grosse blaue parallelfaserige Aggregate in einem Pegmatitgange im Granit am Rabenstein bei Wolfshau unfern Schmiedeberg in Schlesien (zuerst erkannt von Liebisch); mikroskopische Fasern im Cordierit des Gneisses von Tvedestrand, wo er von dem begleitenden Sillimanit leicht zu unterscheiden ist, und pleochroitische Höfe um ihn liegen. Im Quarz von pegmatitischen Ausscheidungen innerhalb eines Biotitgneisses von Harlem (New-York) nach Diller (Am. journ. of sc. (3) XXXVII. 1889. 216). Bei Clip in Yuma Co., Arizona, erscheint Quarzit blau gefärbt durch reichlichen Dumortierit.

Topas.

Rhombisch; der als Gesteinsgemengtheil auftretende bildet nur äusserst selten unregelmässige Körner oder Aggregate derselben, meist Krystalle und Kryställchen von kurzprismatischem Habitus, welche in der Säulenzone von $\infty P\{110\} = 124^\circ 17'$, auch wohl von $\infty \breve{P}2\{120\} = 93^\circ 11'$ begrenzt werden, während in der Endigung die Brachydomen $2\breve{P}\infty\{021\} = 92^\circ 42'$ und $4\breve{P}\infty\{041\} = 55^\circ 20'$, hin und wieder auch eine Pyramide auftreten, die Basis $0P\{001\}$ aber gewöhnlich ganz oder fast ganz fehlt. — Spaltbarkeit basisch sehr vollkommen; sie macht sich in allen nicht horizontal geführten Schnitten durch deutliche parallele Risse geltend, auf denen oft dendritische Eisenoxyde abgelagert sind. — H. = 8; G. = 3,52...3,56. Farblos, blassgelblich oder blassbläulich. Für farblosen Topas aus Brasilien fand Rudberg $\alpha = 1,612$, $\beta = 1,614$, $\gamma = 1,621$ (Gelb), für den vom Schneckenstein Des Cloizeaux ganz ähnlich $\alpha = 1,614$, $\beta = 1,616$, $\gamma = 1,623$ (Roth). Der Brechungsexponent ist daher nicht eben hoch, die Doppelbrechung recht schwach ($\gamma - \alpha$ ungefähr 0,01, immerhin höher als beim Quarz), weshalb die Interferenzfarben bei mittlerer Präparatendicke kaum über das Gelb der ersten Ordnung hinausgehen. Die Ebene der optischen Axen, welche einen recht wechselnden Winkel bilden (durchschnittlich $2V = 62^\circ$) liegt im Brachypinakoid, ihre spitze Bisectrix fällt in die Verticalaxe; die basischen Spaltblättchen und solche Schnitte, welche keine basischen Spaltrisse zeigen, sind es daher, welche im convergenten polarisirten Licht die Interferenzfigur ergeben. Die Doppelbrechung ist positiv, $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$; Dispersion ziemlich stark, $\varrho > v$. Die an grösseren Krystallen beobachteten optischen Anomalieen (Feldertheilung in basischen Spaltblättchen, Divergenz zwi-

schen Auslöschungsrichtung und krystallographischen Axen) treten bei den gesteinsbildenden Topasen kaum in die Erscheinung. Pleochroismus ist nicht ersichtlich. — Häufig mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse von meist ganz unregelmässigen Formen und oft relativ grossen Dimensionen führend. Die Flüssigkeit besteht theils aus Wasser oder wässeriger Salzsolution, theils ist sie als liquide Kohlensäure erkannt worden (S. 174); in derselben liegen wohl feste krystallinische Gebilde: bald farblose würfelförmige Krystallchen, welche sich bei hinreichender Erwärmung in der umgebenden Flüssigkeit auflösen und bei der Abkühlung wieder auskrystallisiren; bald, und zwar seltener, rhomboëdrische farblose Krystalle, lang nadelförmige, sich gewöhnlich zwillingsähnlich durchkreuzende Mikrolithen und rothbraune pyramidale Krystallchen mit einer abgestumpften Ecke; diese letzteren drei Krystallisationen lösen sich bei Temperaturerhöhungen nicht in der Flüssigkeit (Rosenbusch, Mikr. Phys. Min., 1885. 386).

Chem. Zusammens. nach der üblichen Annahme $5(Al_2)SiO_5 + (Al_2)SiFl_{10}$, was aus 100 Theilen Topas liefern würde: 33,22 Kieselsäure, 56,54 Thonerde, 17,61 Fluor (Summe 107,37). Im Glasrohr mit Phosphorsalz stark erhitzt, gibt der Topas die Reaction auf Fluor; v. d. Löthrohr unschmelzbar; mit Kobaltsolution geglüht wird er blau; Salzsäure und Flusssäure greifen ihn nicht an, was seine Isolirung aus den Gesteinen erleichtert; vom Magneten wird er nicht angezogen. — Umwandlungen sind bekannt in Kaolin sowie in Damourit (Muscovit), wobei die Glimmerbildung vorwiegend den basischen Spaltrissen zu folgen pflegt.

Der Topas stellt sich namentlich in gewissen granitischen Gesteinen ein, welche mit Zinnerzlagerstätten verbunden sind; manchmal führen derlei Gesteine auch Lithionglimmer, Turmalin, Flussspath. In dem ein eigenthümliches Umwandlungsproduct von Graniten darstellenden Greisen stammt der Topas theils aus dem Granit, theils ist er hier secundär entstanden. Sehr bemerkenswerth sind die mehrfach beobachteten Ersetzungen der Feldspathkrystalle durch ein körniges Haufwerk von Topas, wie denn auch in gewissen spärlichen Quarzporphyren Topas entstanden ist. Über die Erscheinung, dass im Gefolge von Graniteruptionen sich in benachbarten Gesteinsmassen ein Gehalt an Topas entwickelt (sog. Topasirung) s. den Abschnitt Contactwirkungen der Granite. — Anderen älteren Massengesteinen, sowie den krystallinischen Schiefern scheint das Mineral aber fremd zu sein. Aus den tertiären Eruptivgesteinen sind nur die merkwürdigen, in den Lithophysen von Rhyolithen aus Colorado und Utah auftretenden und von Granat begleiteten Topaskrystalle bekannt, welche Wh. Cross beschrieb (vgl. Rhyolith; Krystallographisches darüber siehe bei A. N. Alling im Amer. journ. of sc. (3) XXXIII. 1887. 146).

Zirkon.

Tetragonal, P {111} Mittelkante 84° 20′, Polkante 123° 19′. Gewöhnlichste Combination ∞P{110}.P{111}, oft noch mit 3P3{311}, auch ∞P∞{100}.P, bisweilen auch mit spitzeren Protopyramiden, wohl 2P{221} und 3P{331}.

Habitus meist säulenförmig (mehr kurz als lang) oder pyramidal. Bei den mikroskopischen Krystallen scheint die Endigung an den Prismen sehr oft lediglich aus der ditetragonalen Pyramide 3P3 oder einer anderen mPn zu bestehen; doch kommen auch Kryställchen mit sehr zahlreichen, aber nur schlecht erkennbaren Facetten vor; sehr selten ist die von Vélain in Graniten der Seychellen wahrgenommene Ausbildung in der einfachen Form der Grundpyramide; v. Chrustschoff erwähnt den Fall, dass die Combination P.∞P durch Vorwalten zweier Prismen- (und Pyramiden)-Flächen einen tafelartigen Habitus gewinnt. Die Basis 0P, jedenfalls äusserst selten, wurde von Michel Lévy an Zirkonen von Autun, von Cross an mehreren Krystallen vom Pikes Peak in Colorado, von Hidden an einem von Renfrew beobachtet, auch von T. Harada an Zirkon aus dem Porphyr von Maroggia bei Lugano angeführt. Indem zwei vorwaltend ausgebildete Pyramidenflächen zu einer horizontal verlaufenden Kante zusammenstossen, kann es, wie dies Neef und Küch erwähnen, bei einer gewissen Richtung den Anschein gewinnen, als ob die Krystalle eine Basis besässen, welche ihnen aber thatsächlich nicht zukommt. Zu Renfrew in Canada sind nach L. Fletcher in einem Hornblendegestein grosse Krystalle nach P∞ {101} zu Zwillingen (bis zu 53 g Gewicht) verwachsen wie Zinnstein und Rutil; an mikroskopischen Zirkonen scheint diese Zwillingsbildung mit Sicherheit nur erst einmal beobachtet zu sein (Zirkon aus dem kaolinisirten Granitporphyr von Altenbach nach v. Chrustschoff in Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 436); bisherige ältere Angaben darüber (z. B. O. Meyer, Z. geol. Ges. 1878. 10; Hussak, Min. u. petr. Mitth. 1878. 277) beziehen sich auf Rutil, welcher mit Zirkon verwechselt wurde. Über eine vielleicht als polysynthetische Zwillingsstreifung zu deutende Erscheinung vgl. Dom Pedro Augusto von Sachsen-Coburg in Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 455. Eine Anzahl von Abbildungen mikroskopischer Zirkone aus verschiedenen Gesteinen gab v. Chrustschoff a. a. O. Tafel VIII. — Spaltb. pyramidal nach P und prismatisch nach ∞P, beide recht unvollkommen und bei den ganz kleinen Krystallen überhaupt nicht wahrzunehmen; Bruch muschelig bis uneben. H. = 7,5; G. = 4,4...4,7. Als grösserer Gesteinsgemengtheil meist bräunlich und röthlich, auch dunkelgelb und grau; nach G. Spezia rührt die Farbe von einem in den meisten Zirkonen vorhandenen Eisengehalt her, und kann man nach Belieben Zirkonkrystalle dunkler färben oder fast gänzlich entfärben, je nachdem dieselben bald in der Oxydations-, bald in der Reductionsflamme erwärmt werden. Sandberger fand in intensiv rothen Zirkonen einen kleinen Gehalt an Kupferoxydul, welchem er die Farbe zuzuschreiben geneigt ist. Die Zirkone von ganz mikroskopischen Dimensionen sind farblos, ganz blassgelblich, blassrosa oder hellviolett, kaum je wirklich und ausgesprochen röthlich oder bräunlich (frühere Angaben dieser Art beziehen sich auf Rutil, mit welchem, nach unseren jetzigen Erfahrungen, der Zirkon nicht mehr leicht verwechselt werden wird); doch erwähnen Stelzner und Kollbeck 1888 aus dem lettig zersetzten Dacit von Nagyag prächtig hyacinthrothe bis 0,4 mm lange Zirkone, welche auch dadurch ausgezeichnet sind, dass sie an ihrem einen Ende 2—4 Pyramiden tragen, am anderen normal ausge-

bildet sind (Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. H.-Wesen XXXVI. 1888). Bisweilen scheinbar bräunlich durch eine dünne oberflächliche Haut von Eisenoxydhydrat, welche durch Salzsäure weggelöst wird. Glasglanz, sehr oft diamantartig, auch Fettglanz. — Ausgezeichnet durch hohen Brechungsexponenten, weshalb die kleinen Individuen stark reliefartig mit dunkeln Rändern und runzeliger Oberfläche hervortreten, sowie durch starke Doppelbrechung, welche auch den allerkleinsten intensive, namentlich rothe und grüne Interferenzfarben ertheilt. In beiden Beziehungen wird der Zirkon aber noch von dem Rutil übertroffen. Sanger bestimmte am Zirkon von Miask $\omega = 1,9313$, $\varepsilon = 1,9931$ (Na-Licht), am Zirkon (Hyacinth) von Ceylon $\omega = 1,9239$, $\varepsilon = 1,9682$ (Na-Licht); am letzteren fand Sénarmont $\omega = 1,92$, $\varepsilon = 1,97$ (Roth). Doppelbrechung daher von positivem Charakter, $\mathfrak{c} = c$. Basische Schnitte von schalig gebauten Individuen zeigen wohl zwischen gekreuzten Nicols im parallelen Licht polarisirende Streifen oder Felder, im convergenten ein Auseinandergehen des normalen schwarzen Kreuzes in Hyperbeln. — Pleochroismus wird nur bei grösseren Individuen wahrgenommen; Haidinger bestimmte an bräunlichperlgrauen isolirten Krystallen von Ceylon: *O* nelkenbraun, *E* spargelgrün; an blassnelkenbraunen von dort: *O* grauviolblau, *E* grauolivengrün; an gelblichweissen ebendaher: *O* blassblau, *E* blassgelb. An den sehr schwach gefärbten mikroskopischen Individuen der Gesteine ist in der Regel kein deutlicher Pleochroismus zu beobachten.

Chem. Zusammensetzung: $ZrO_2 + SiO_2$ oder $ZrSiO_4$ mit 67,12 Zirkonsäure und 32,88 Kieselsäure; Eisenoxyd als Pigment; in einem Zirkon von El Paso Co., Colorado, fand G. A. König sogar 9,2 % Eisenoxyd. V. d. L. unschmelzbar; von Borax wird er nur schwer, von Phosphorsalz gar nicht aufgelöst. Säuren sind ohne Wirkung, mit Ausnahme der Schwefelsäure, von welcher er nach anhaltender Digestion theilweise zersetzt wird. Die Widerstandsfähigkeit auch gegen Flusssäure, das hohe spec. Gewicht im Verein mit dem Umstand, dass der Zirkon vom Magneten nicht angezogen wird, erleichtern die Isolirung des Minerals aus den Gesteinen; durch ein einfaches Schlämmverfahren mit Wasser kann es aus dem zersetzten Gesteinsschutt meist mit Leichtigkeit ausgewaschen werden. Über eine mikrochemische Prüfung vgl. S. 143.

Was speciell die Ausbildungsweise der in den Gesteinen so weit, wenn auch spärlich verbreiteten mikroskopischen Zirkone anbetrifft, so sind dieselben stets (sofern sie sich nicht auf secundärer Lagerstätte befinden) bald in schlankeren, bald in sehr gedrungenen Formen mehr oder weniger gut krystallisirt und sinken zu grosser Kleinheit herab. Vielfach sind dieselben, insbesondere die in der Combination $\infty P . P$ gestalteten, sehr schön zonal aufgebaut, was namentlich in Folge des hohen Brechungsindex sehr deutlich hervortritt. Der Verlauf der inneren Schalen pflegt mit der äusseren Form übereinzustimmen, namentlich in der Prismenzone ist der Verlauf der rahmenähnlichen Zonen sehr scharf parallel und geradlinig, während an den Enden der Hauptaxe die Schalen wohl oft eine Abrundung zeigen. Longitudinale Interpositionen sind häufig parallel den Schalen eingeordnet.

An fremden Interpositionen ist der Zirkon nicht arm, doch sind sie wegen der hohen Lichtbrechung desselben manchmal schwierig ihrer Natur nach zu erkennen. Flüssigkeitseinschlüsse mit unzweifelhaft beweglichen Libellen sind darin sicher nachgewiesen, wenngleich wohl nur recht selten. Auch dunkel umrandete Glaseinschlüsse und Gasporen kommen darin vor, sowohl irregulär gestaltet, als die Zirkonform nachahmend, sind aber vielfach schwierig auseinanderzuhalten; ferner stabförmige, oft basisch spaltbare und wie es scheint, farblose Nadeln, welche, nicht sicher bestimmbar, mehrfach als Apatit angesprochen wurden. Glaseinschlüsse mit mehreren Bläschen gewahrten Vélain in Zirkon aus dem Granit der Seychellen sowie v. Chrustschoff in dem des Granits von Heppenheim im Odenwald u. a. O. Im Zirkon des Granitporphyrs von Beucha gibt v. Chrustschoff ausser einem centralen grossen bräunlichen Glaseinschluss auch Glasschichten zwischen den Zonen an. Über Einschlüsse in Zirkonen vgl. des Letzteren Mittheilungen im N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 208, wo auch die Literatur speciell angegeben ist. Fast opake Zirkone erwähnt v. Chrustschoff aus dem Granitporphyr von Beucha; er sieht den Grund dieser Beschaffenheit in zahlreichen capillaren Spalten, an denen wegen des hohen Brechungsvermögens die Strahlen total reflectirt werden.

Der Zirkon ist ein wenn auch quantitativ nur spärlich vorhandener, so doch sehr weit verbreiteter mikroskopischer Gesteinsgemengtheil. Makroskopisch erscheint er u. a. in gewissen Syeniten, Elaeolithsyeniten und etlichen Basalten. Die ersten Nachrichten über das weitere Vorkommen mikroskopischer Zirkone gab Törnebohm in seiner Abhandlung »Om Zirkonens utbredning in Bergarterne« (Stockholms geol. Fören. Förhandl. III. 1876. No. 34), an welche sich der Aufsatz von Rosenbusch »Sulla presenza dello Zircone nelle roccie (Atti della r. accad. delle sc. Torino XVI. 1881) anschloss. Vgl. auch H. Thürach, »Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkone und Titan-Mineralien in den Gesteinen« (Verh. d. physik.-med. Ges. Würzburg, N. F. XVIII. 1884. Nr. 10). In der älteren Literatur wurden vielfach Rutile mit Zirkonen verwechselt. — Mikroskopischer Zirkon ist durch alle älteren und jüngeren Eruptivgesteine verbreitet; am reichlichsten und constantesten scheint er in den älteren kieselsäurereicheren zu sein, in den Graniten, Syeniten, Dioriten nebst den zugehörigen Porphyren; etwas seltener ist er an Diabase und Gabbros gebunden; auch in den jüngeren Eruptivgesteinen spielt er mehr in Rhyolithen und Trachyten als in basaltischen Massen eine Rolle. Sodann ist er in den krystallinischen Schiefern, insbesondere den Gneissen constant und oft relativ reichlich zugegen. v. Chrustschoff's Vermuthung, dass der Zirkon Eigenthümlichkeiten genug besitzt, um zur petrographischen Orientirung, zur Auseinanderhaltung von Gesteinsgruppen dienen zu können, wird sich kaum von allgemeinerer Bedeutung erweisen.

In den eruptiven Silicatgesteinen gehört der Zirkon ohne Zweifel zu den ältesten Festwerdungen, deren Auskrystallisirung, ähnlich wie die von Apatit und Erzen, derjenigen der Silicate vorausging; er findet sich hier sehr vielfach eingeschlossen in anderen Gemengtheilen und so geschieht es, dass man sich oft

bei der Betrachtung der Dünnschliffe kein richtiges Bild von der Menge der vorhandenen mikroskopischen Zirkonkryställchen macht, welche vielleicht grossentheils von trübem Feldspath umgeben sind; man ist manchmal erstaunt, wie viele derselben bei der Behandlung des Gesteinspulvers mit Flusssäure zurückbleiben, während das Präparat nur wenige erkennen liess. In ähnlicher Weise zeigt sich auch der Zirkon auffallend angereichert in dem von krystallinischen Gesteinen, wie Graniten und Gneissen abstammenden Schutt. — Um die winzigen, von Biotiten, Amphibolen, Pyroxenen, Cordieriten eingeschlossenen Zirkonkörnchen findet sich oft die Erscheinung der sog. pleochroitischen Höfe, vgl. S. 91. Vielfach ist auch der Zirkon örtlich mit den ältesten Ausscheidungen eng vergesellschaftet, wie denn z. B. Kollbeck in einem chinesischen Porphyr um und zwischen 4 Titaneisenerzkrystallen nicht weniger als 16 Zirkon-Individuen zählte.

Als auf secundärer Lagerstätte befindlich müssen diejenigen gewöhnlich nur wenig eiförmig abgerundeten Zirkone gelten, welche oftmals in Kalksteinen und Mergeln, viel häufiger noch in Sandsteinen, Grauwacken und Sanden vorkommen, besonders reichlich z. B. im Sande an vielen Stellen der tyrrhenischen Küste von Neapel bis Civita Vecchia (Uzielli, Atti r. accad. dei Lincei (2) III. 1876), in den Sanden des Mesvrin bei Autun (Michel Lévy, Bull. soc. minér. I. 1878. 39); wesentlich aus farblosen oder gelblichen Zirkonkrystallen bestehen nach Gorceix die Sande des Rio Matipo, eines Nebenflusses des Rio Doce, Prov. Bahia. Über den auch quantitativ analysirten Zirkon von Nil St. Vincent vgl. Renard in Bull. acad. royale de Belgique (3) III. 1882. No. 2; über die Zirkone im unteren Muschelkalk von Jena Liebetrau, Z. geol. Ges. 1889. 729.

O. D. Derby besprach die Möglichkeit, die Beschaffenheit der Zirkone zur Aufklärung der Entstehungsweise und Abstammung von Gesteinen zu verwerthen. Die Zirkone in denjenigen krystallinischen Schiefern, welche durch Druckwirkungen veränderte Eruptivgesteine seien, sollten jenes unabgeriebene scharfkrystallisirte Aussehen besitzen, wie es ihnen in den letzteren meist eigen ist; krystallinische Schiefer, welche umgewandelte Sedimente darstellen, sollten die Zirkone in der abgerundeten, abgewetzten Form mit matter Oberfläche enthalten, mit der sie z. B. in Sandsteinen häufig vorkommen. Doch fügt er selbst hinzu, dass Zirkone auch in unzweifelhaften Eruptivgesteinen mit abgerundeten Gestalten, in Sanden und Kiesen mit so scharfen Kanten und starkem Glanz vorkommen, wie in irgend einem Eruptivgestein. Jedenfalls ist er im Recht, v. Chrustschoff's allgemeiner Angabe gegenüberzutreten, dass Granit durch scharfkantige, Gneiss durch abgerundete Zirkone charakterisirt sei (Proc. Rochester acad. of science I. 1891. 202).

Rutil.

Tetragonal; Seitenkante von P{111} 84° 40′. Gewöhnlichste Combination ∞P{110}.∞P∞{100}.P{111}, die Säulenflächen meist stark gestreift durch oscillatorische Combination der beiden tetragonalen und wohl auch ditetragonaler

Prismen; der Habitus ist immer vorwiegend prismatisch. Die makroskopischen Rutile der Gesteine sind oft derb und eingesprengt, in individualisirten Massen und körnigen Aggregaten. Die grösseren mikroskopischen Individuen zeigen häufig stark abgerundete Kanten und Ecken oder besitzen die Form länglicher Körner, von denen häufig zahlreiche nebeneinander versammelt sind. Individuen von grösster mikroskopischer Kleinheit können ausserordentlich scharf auskrystallisirt sein. Das basische Pinakoid ist äusserst selten, erscheint z. B. an dem Rutil in dem cyanitreichen Quarzit von Horrsjöberg in Wermland. Lossen beobachtete neben $\infty P . P$ auch $\infty P . P\infty$. Zwillingsbildungen, bis zu den kleinsten Dimensionen heruntersinkend, sind sehr häufig nach den beiden Gesetzen: 1) Zwillings- und Verwachsungsebene eine Fläche von $P\infty\{101\}$, wodurch zunächst bei prismatischer Ausbildung knieförmige Zwillinge entstehen, in denen die Hauptaxen der Individuen unter 114° 25′ geneigt sind; 2) Zwillingsebene eine Fläche von $3P\infty\{301\}$, in der Regel bei einer Verkürzung des Prismas herzförmige Gestalten liefernd, mit 54° 44′ Neigung der beiden Hauptaxen. Letzteres Gesetz ist bei den makroskopischen Rutilen minder verbreitet. Scheinbar einheitliche grössere Rutile enthalten sehr häufig Zwillingslamellen nach dem ersteren Gesetz in sich eingeschaltet. In einem Verticalschnitt nach $\infty P\infty\{100\}$ sieht man im polar. Licht diese Lamellen die Hauptaxe unter Winkeln von 65° 35′ oder von 57° 12½′ durchschneiden (d. h. sie befinden sich also in Zwillingsstellung zu dem Hauptindividuum oder unter einander); in einem basischen Schnitt verlaufen diese Lamellen parallel den vier Rändern von $\infty P\infty\{100\}$. An grösseren Individuen hat wohl nach allen Flächen der Deuteropyramide eine solche Zwillingsbildung stattgefunden, an kleineren erfolgt dieselbe häufig nur nach einer einzigen Fläche von $P\infty\{101\}$; dabei durchsetzen die Lamellen den Krystall bald vollständig, bald nur auf eine gewisse Erstreckung hin. An grösseren Rutilen kann man mitunter auch schon im gewöhnlichen Licht bei scharfer Einstellung der Oberfläche das Dasein der eingelagerten Lamellen als eine schräge Streifung auf der Prismenfläche beobachten (v. Lasaulx, Z. f. Kryst. VIII. 1884. 58). Die schon von Hussak (Min. u. petr. Mittheil. 1878. 277) an einem mikroskopischen »Zirkon« wahrgenommene polysynthetische Zwillingsbildung bezog sich ohne Zweifel auf einen Rutil. Nach Mügge soll diese Zwillingslamellirung nicht ursprünglich, sondern eine secundäre Druckerscheinung sein, indem $P\infty$ als Gleitfläche diente (N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 216). Die makroskopisch bekannten gitterförmigen oder netzartigen Gewebe nadel- und haarförmiger Krystalle (von Saussure Sagenit genannt), in denen die Hauptaxen der dünnen Individuen sich vorwiegend unter 114° 25′ schneiden, also nach dem ersten Zwillingsgesetz verbunden sind, kommen in den krystallinischen Schiefern auch in grösster mikroskopischer Kleinheit vor, wo oft nur wenige Tausendstel mm lange und entsprechend dünne Rutilnädelchen zu eben solchen zarten sagenitischen Netzen verwoben sind; auch betheiligen sich an diesen Geweben Nädelchen in der Zwillingsstellung nach dem zweiten Gesetz. Es gehen so sehr zierliche Sterne, Garben, Büschel und Knäuel hervor; oft zeigen die minutiösen Stachelchen gesetzmässige Anlagerung an

kräftigere Rutil-Individuen oder an die Schenkel grösserer knieförmiger Zwillinge. Auch die herzförmigen Zwillinge erscheinen in den krystallinischen Schiefern von grösster mikroskopischer Kleinheit. — In bemerkenswerther Weise pflegt der Rutil von fremden Interpositionen frei zu sein.

Spaltb. nach ∞P recht vollkommen, nach ∞P∞ viel weniger vollkommen, wie in den Querschnitten grösserer Krystalle zu gewahren ist. — H. = 6...6,5; G. = 4,2...4,3, das Mineral fällt daher in jeder der benutzten schweren Flüssigkeiten. Die grösseren Krystalle röthlichbraun, hyacinthroth bis dunkel blutroth und cochenilleroth, auch gelblichbraun (und schwarz, Nigrin), mit metallartigem Diamantglanz, die mikroskopischen entsprechend lichter gefärbt. Der Pleochroismus ist nicht constant; man beobachtet wohl E gelbbraun, O braungelb bis ölgrün, oder E bernsteinroth, O bernsteingelb; das Maximum der Absorption tritt ein, wenn die Spaltrisse der Prismenzone parallel der Schwingungsebene des unteren Nicols gehen; Absorption $E > O$. Sind in einem Hauptkrystall Zwillingslamellen eingelagert, so können dieselben bei der Anwendung des unteren Nicols etwas verschiedenfarbig hervortreten. Auffallender Weise pflegen die dickeren Rutilkryställchen gar nicht merkbar pleochroitisch zu sein. — Bei dem Rutil ist sowohl der Brechungscoëfficient als auch die Stärke der Doppelbrechung ganz besonders hoch, so dass er in beiden Beziehungen von keinem anderen der hier zur Besprechung gelangenden Mineralien übertroffen wird; $\omega = 2,567$, $\varepsilon = 2,841$ (für Roth, $\omega = 2,616$, $\varepsilon = 2,903$ für Gelb nach Bärwald, Z. f. Kryst. VII. 167); daher optisch positiv, $c = \mathfrak{c}$. Die Oberfläche der geschnittenen grösseren Krystalle zeigt daher sehr deutlich alle Unebenheiten, aber in Folge ihrer ziemlich intensiven Eigenfärbung treten im pol. Licht die durch die starke Doppelbrechung bedingten Interferenzfarben höherer Ordnung nicht als solche hervor; höchst dünne und daher blasse Rutile zeigen aber z. B. schon das Roth erster Ordn.; begleitende Zirkone geben, zum Unterschied, ganz bedeutend lebhaftere Interferenzfarben. An den Rändern des Rutils erscheint überall starke Totalreflexion. — Wenn basische Schnitte bei einer Horizontaldrehung nicht vollkommen dunkel bleiben, sondern helle Streifen zeigen, so rührt dies von den erwähnten eingeschalteten Zwillingslamellen her, in welchen die Hauptaxe nicht ebenfalls senkrecht steht.

Chemisch Titansäure-Anhydrid, TiO_2 oder vielleicht $TiTiO_4$, bestehend aus 61,15 Titan und 38,85 Sauerstoff (also wie Anatas und Brookit) mit etwa 1,5% Eisenoxyd. V. d. L. unschmelzbar und unveränderlich. Von Salzsäure und Flusssäure unangreifbar, daher leicht aus den Gesteinen zu isoliren. Durch Schwefelsäure allein oder durch die vereinte Wirkung von Schwefelsäure und Flusssäure werden aber die feinen Partikelchen stark angegriffen. Über die unterscheidenden Reactionen auf Titansäure vgl. S. 142.

Häufig, namentlich in den Amphibolgesteinen der krystallinischen Schiefer sind die Rutile mit jener körneligen oder etwas faserigen weisslichen, graugelblichen oder blassgrünlichen, stark lichtbrechenden Substanz umrindet, welche in ähnlicher Weise auch aus dem Titaneisen hervorgeht; von Gümbel Leukoxen geheissen und von v. Lasaulx irrthümlich als das besondere Mineral Titanomor-

phit bestimmt, hat diese Substanz sich als ein Aggregat von Titanit herausgestellt (vgl. Titaneisen). Dasselbe bildet bald nur eine zarte Hülle um den Rutil, bald ist letzterer fast ganz oder gänzlich durch dasselbe ersetzt, eine Erscheinung, welche makroskopisch bisweilen, mikroskopisch sehr häufig und deutlich beobachtet wird. Das Titanit-Aggregat hält sich dabei genau an die Contouren des Rutils. Doch hebt Becke hervor, dass auch ganz frische und scharfkantige Körner von Rutil und Gruppen desselben derart von kleinen Titanitkryställchen umgeben werden, dass hier wohl nicht an eine secundäre Entstehung der letzteren aus den ersteren zu denken sei. — Nachdem schon Rammelsberg den als Varietät des Rutils geltenden schwarzen Nigrin mit dem höheren spec. Gew. 4,5 für einen mit Titaneisen gemengten Rutil gehalten, zeigte v. Lasaulx an Vorkommnissen desselben von Vannes in der Bretagne, dass sie in der Pseudomorphosirung zu Titaneisen begriffene Rutile sind; sie enthalten mehr oder weniger unveränderte Rutilsubstanz in sich, die meist noch einen innerlichen Kern bildet: das Titaneisen dringt als dickere opake und metallisch glänzende Lamellen oder als sehr dünne bräunlich durchscheinende Häute von den Rändern her und auf den Spaltrissen nach $\infty P \infty \{100\}$ ein (Z. f. Kryst. VIII. 1883. 71). — Umgekehrt wird auch von Einigen (z. B. Lossen in Z. geol. Ges. 1888. 593) die Möglichkeit einer Umwandlung von Titaneisen in Rutil betont.

Andererseits beobachtete Paul Mann eine Herausbildung von lebhaft gelb gefärbten Rutilnädelchen bei der Umwandlung von Titanit in einem portugiesischen Elaeolithsyenit von der Serra de Monchique (N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 200); dieselben ragen aus dem dunkelgraubraunen fast opaken Umwandlungsproduct des rissigen Titanits hervor, welches wohl zum grössten Theil aus ihnen besteht, vielleicht gemengt mit etwas amorpher Kieselsäure; nebenbei bildet sich kohlensaurer Kalk. — Wie weit die in den Biotiten z. B. der Kersantite, der Minetten u. a. Gesteine auftretenden Rutilnädelchen, welche oft in ihrer Anordnung drei sich unter 60° schneidende Systeme bilden, primäre Einlagerungen oder Neubildungsproducte in Folge der Zersetzung des Glimmers darstellen, ist im einzelnen Falle schwer zu entscheiden; vgl. darüber Biotit. Auch wird angegeben, dass Rutil in den Hornblenden mancher Diorite, z. B. der Umgegend von Barr in den Vogesen secundärer Entstehung ist, wie er auch wohl bei dem Amphibolisirungsprocess von Pyroxen als neugebildete Ausscheidung erscheint.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Rutils bilden wohl die krystallinischen Schiefer, wo er in den Gneissen, Glimmerschiefern und Phylliten, sowie den zugehörigen Granuliten, Eklogiten, Amphiboliten, augitreichen Schiefern, Wetzschiefern u. s. w. als meist mikroskopische Individuen, beiderlei Zwillinge und sageuitische Netze (letztere insbesondere in den Phylliten) ausserordentlich häufig vorkommt. Die in den Thonschiefern und Dachschiefern weitverbreiteten sehr kleinen dunkeln Mikrolithen sind ebenfalls als Rutile erkannt worden (vgl. Thonschiefer); diese zarten Nädelchen scheinen bei Umwandlungsprocessen leicht resorbirt zu werden und das Material für Neubildungen von Rutil zu liefern. Auch in Grauwacken, Schieferthonen, Sandsteinen, Kalksteinen der Sediment-

formationen spielen mikroskopische Rutile wohl als allothigene Gemengtheile eine gewisse Rolle. In Eruptivgesteinen kommt selbständiger Rutil ganz beträchtlich viel seltener vor.

Zum Schluss darf auch nicht unerwähnt bleiben, dass mikroskopischer Rutil hin und wieder in anderen Mineralien eingewachsen oder mit ihnen verwachsen auftritt. Hjalmar Gylling beobachtete in finnischen Glimmerschiefern eine Verwachsung von Rutil und Eisenglanz (N. Jahrb. f. Miner. 1882. I. 163), ganz entsprechend dem schönen makroskopischen Vorkommen vom Cavradi im Tavetschthal, wo die platt säulenförmigen Rutilkrystalle mit einer Fläche von $\infty P\infty\{100\}$ auf der Basis der Eisenglanztafeln liegen, ihre Hauptaxen parallel den Zwischenaxen der letzteren gehen, und eine ihrer Flächen von $P\infty\{101\}$ fast parallel einer Fläche des Rhomboëders R ist. — Manches Magneteisen wird von mikroskopischen Rutilnädelchen durchwachsen, eine Erscheinung, welche auch ihre gesetzmässig gebildete makroskopische Analogie hat (vgl. Magneteisen). Über das Hervortreten von Rutilnädelchen bei der Zersetzung von Titaneisen, in welchem sie präexistirten und blossgelegt wurden, vgl. Titaneisen. — Dass primäre gesetzliche Einlagerungen von Rutil in Biotiten und Phlogopiten vorkommen, kann nicht zweifelhaft sein: vgl. darüber Biotit. Mit Wahrscheinlichkeit gehören die in den Quarzen granitischer Gesteine so weit verbreiteten dünnen, kurz haarförmigen Mikrolithen dem Rutil an (vgl. Quarz); sehr unterstützt wird diese Vermuthung dadurch, dass in den sächsischen Granuliten die Feldspathe und Quarze so reich an solchen Härchen sind, welche durch alle Dimensionsübergänge mit den unzweifelhaften Rutilen desselben Gesteins in Verbindung stehen.

Anatas.

Tetragonal und zwar stets krystallisirt, in verschiedenen Ausbildungsweisen, nämlich 1) von pyramidalem Habitus, wobei die spitze Grundpyramide $P\{111\}$ (Mittelkante $136°36'$), parallel ihren Randkanten gestreift, vorzuwalten pflegt, aber auch wohl andere Pyramiden damit in Combination treten, oder mehr selbständig erscheinen; auch 0P ist bisweilen klein entwickelt; 2) von tafelartigem Habitus, bedingt durch die Grösse der Basis $0P\{001\}$, mit welcher dann als ganz kleine Flächen $P\{111\}$, auch wohl $P\infty\{101\}$, seltener $\frac{1}{m}P$ oder $\frac{1}{m}P\infty$ combinirt sind; 3) von linsenförmigem Habitus mit vorwaltendem $\frac{1}{m}P\infty$ (vielleicht $\frac{1}{7}P\infty$), wozu dann noch untergeordnet $P\infty$, 0P, auch $\frac{1}{m}P$ (vielleicht $\frac{1}{7}P$) treten. Die mikroskopischen rundum ausgebildeten Anatase zeigen bei vertical stehender Hauptaxe einen quadratischen Umriss; der pyramidale Habitus gibt bei horizontal liegender Hauptaxe einen spitzrhombischen Umriss. — Die vollkommene Spaltbarkeit nach 0P und P macht sich nur in den angeschnittenen Krystallen durch entsprechend verlaufende Risse geltend. G. = 3,83 ... 3,93. —

Im auffallenden Licht indigoblau bis fast schwarz, hyacinthroth, honiggelb bis braun, selten farblos, mit metallartigem Diamantglanz; im durchfallenden Licht ebenfalls recht verschieden, hellgelb, orangegelb, braun oder blau, selten grünlich, nahezu farblos; auch sind verschiedene Färbungen des Kerns und Randes, oder ein in der Diagonale der Basis verlaufender Farbengegensatz zu beobachten, welcher für einen schaligen Bau nach der Pyramide spricht (vgl. v. Lasaulx, Z. f. Kryst. VIII. 1884. 74). Die Pelluciditât ist oft recht gering. — Der Brechungsexponent ist sehr hoch, kommt dem des Brookits nahezu gleich und wird unter den hier in Betracht gelangenden Mineralien nur durch den des Rutils übertroffen. Dies bewirkt eine sehr starke randliche Totalreflexion, welche die Erkennung der Form körperlicher Kryställchen recht erschwert. Auch die Doppelbrechung ist sehr stark, weshalb einigermassen dickere Kryställchen schon die dem Weiss sich nähernden Farben vierter und fünfter Ordnung ergeben. ω wurde bestimmt von Miller zu 2,554 (gelb), von v. Chrustschoff zu 2,540 (gelb), von Schrauf zu 2,534 (gelb), zu 2,513 (roth); ε von Miller zu 2,493, von v. Chrustschoff zu 2,4898, von Schrauf zu 2,4965, resp. 2,4765. Doppelbrechung negativ, $c = \mathfrak{a}$. Die tafelförmigen Anatase zeigen im convergenten polarisirten Licht oft sehr schön das Interferenzkreuz der einaxigen Krystalle (welches bei den blauen anscheinend blau ist) nebst den Ringen, doch geht auch bisweilen auf anomale Weise das Kreuz in zwei Hyperbeln auseinander. Der Pleochroismus ist ganz unbedeutend, blaue Krystalle zeigen wohl $\mathfrak{a}$ (E) tiefblau, $\mathfrak{c}$ (O) hellblau, gelbe $\mathfrak{a}$ hellgelb, $\mathfrak{c}$ tiefgelb. — Von Interpositionen werden nur durch v. Lasaulx regellos eingelagerte sehr lange dünne helle Nadeln mit sehr schiefer Auslöschung und von unbekannter Natur erwähnt. — Chem. Zusammensetzung TiO_2; Reactionen und Verhalten gegen Säuren wie beim Rutil.

Das Auftreten des Anatas in den Gesteinen ist ein solches, dass es grösstentheils für eine secundäre Entstehung spricht. Makroskopische Krystalle sind von offenen Klüften in krystallinischen Schiefern, im Schalstein und Quarzporphyr bekannt. Ausserdem ist das Mineral aber auch als mikroskopische Kryställchen in der Masse zahlreicher Gesteine und deren Zersetzungsproducten weitverbreitet gefunden worden. Nessig beobachtete Anatas in einem Quarzporphyr von Elba (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 118), Kollbeck denselben in einem Felsitporphyr aus China (ebendas. 478); ferner wird er z. B. angeführt von Diller in dem zersetzten Hornblendebiotitgranit der Troas, wo er nach ihm aus Titanit (auch wohl aus Titaneisen und titanhaltigem Magnetit), und in dem Schalstein der Umgegend von Hof, in dem er, seit alter Zeit als Kluftmineral makroskopisch bekannt, aus Titaneisen hervorgegangen ist (N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 187); von Stelzner aus zersetztem Freiberger Gneiss (ebendas. 1884. I. 271), wo er vielleicht dem Titangehalt des Biotits sein Dasein verdankt; von Spezia aus dem Gneiss des Ossolathales, von Schenk aus dem Diabas von Bochtenbeck und anderen Diabasen im oberen Ruhrthal (Verhandl. nat. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1884. 73), von Kollbeck aus dem lettigen Zersetzungsproduct des Dacits von Nagyag. C. Schmidt fand gelbliche Körner und Pyramiden von Anatas reichlich

in grünen chloritartigen Blättchen eines Porphyrs in der Aiguilles-rouges-Masse (N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. IV. 457), auch Rosenbusch beobachtete diese Kryställchen als Ausscheidung bei der Chloritisirung des Biotits in einem fichtelgebirgischen Dioritporphyrit. Doss gewahrte zahlreiche gelbliche meist tafelförmige Kryställchen von unzweifelhaftem Anatas in den chloritischen und talkigen Zersetzungsproducten des Biotits in einem Kersantit (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 39; viele derselben waren übrigens trüb und bestanden aus einem wohl wieder durch Umsetzung des Anatas selbst hervorgegangenen Aggregat winzigster Körnchen); vgl. auch Lacroix über Anatasbildung im chloritisirten Biotit des Glimmerporphyrits von Pranal (Bull. soc. minér. XIV. 1891. 7). Insbesondere hat A. Thürach viele Beobachtungen über Ausbildungsweise und Verbreitung mikroskopischer Anatase mitgetheilt (Verh. d. physik.-medic. Gesellsch. Würzburg, Neue Folge, XVIII. 1884, Nr. 10); er fand dieselben in vielen Graniten und Schuttmassen von Granit, in mehreren Quarzporphyren, in manchen Gneissen und Glimmerschiefern, deren Detritus und Zersetzungsproducten; ferner in sehr zahlreichen Gesteinen aus der Reihe der Sedimentärformationen, in Sandsteinen des Silurs, Carbons, der Dyas, Trias, des Lias, der Kreide und des Tertiärs, in Dolomiten der Dyas und der Trias, in Kalksteinen der Trias und des Infralias. Grösstentheils befindet sich der Anatas hier auf secundärer Lagerstätte; als authigenes Neubildungsproduct betrachtet Thürach den Anatas insbesondere in solchen Sandsteinen, welche Kaolin oder Feldspath enthalten, und in Kalksteinen und Dolomiten, welche porös oder drusig sind und auch neugebildete Bergkrystalle führen. In den unteren Muschelkalken Jenas möchte Liebetrau zerfressene und etwas abgerollte Anatase für allothigen, wohl ausgebildete und frische für theilweise authigen erachten (Z. geol. Ges. 1889. 731). Hutchings beobachtete scharfe, nach ihm authigene Kryställchen in den carbonischen Schieferthonen von Newcastle.

Über die von Neef und Diller wahrgenommene Entstehung des Anatas aus Titaneisen vgl. dieses; über das von dem Letzteren beobachtete Hervorgehen desselben aus Titanit vgl. S. 410; über Anatas aus Biotit vgl. oben; ähnlich kann sich ebenfalls bei der Chloritisirung titansäurehaltiger Augite Anatas herausbilden. v. Lasaulx (a. a. O.) scheint die Möglichkeit einer Entwickelung des Anatas aus Rutil nicht von der Hand zu weisen; allerdings sind sonst gerade umgekehrt unzweifelhafte Paramorphosen von Rutilnadeln nach Anatas durch Damour, Bertrand und M. Bauer aus Brasilien, durch Seligmann vom Culm de Vi im Tavetsch beschrieben worden. Die auf den Spaltrissen brasilianischer Anatase sich bisweilen findenden Titaneisenlamellen dürften wohl (wie beim Rutil) auf secundäre Entstehung zurückgeführt werden müssen.

Brookit.

In den Gesteinen meist nur sehr kleine bis mikroskopische Kryställchen bildend. Rhombisch; die Individuen sind tafelförmig nach $\infty\bar{P}\infty$ {100}, die

Tafeln werden randlich begrenzt von $\infty P\,\{110\}$ (99° 50′), $\breve{P}2\{122\}$, $0P\,\{001\}$, $2\breve{P}\infty\{021\}$, seltener von $\frac{1}{2}\bar{P}\infty\{102\}$ oder $\infty\breve{P}\infty\{010\}$; die Flächen des Makropinakoids und des Prismas sind vertical gestreift. Die dachartig zugespitzten Tafeln, nicht so rectangulär geformt wie die des Pseudobrookits, erscheinen manchmal in paralleler oder zwillingsähnlicher Verwachsung, auch in unregelmässigen Gruppen. Spaltbark. brachydiagonal. G. = 3,8...4,1. Im auffallenden Licht gelblichbraun, röthlichbraun bis licht eisenschwarz, mit etwas metallartigem Diamantglanz; im durchfallenden Licht werden die Täfelchen je nach ihrer Dicke gelb bis braun durchsichtig oder durchscheinend, selten grünlichblau oder bläulich. Der mittlere Brechungsexponent 2,53 ist hoch und ruft starke Totalreflexion hervor, sowie an den isolirten und in Canadabalsam eingebetteten Blättchen runzelige Oberfläche und starkes Relief. Die Doppelbrechung ist jedenfalls nicht gering, indem schon sehr dünne Täfelchen Interferenzfarben höherer Ordnungen zeigen; bei mittlerer Dicke sind die Polarisationsfarben goldgelb und lavendelblau oder indigoblau. Die spitze positive Bisectrix steht stets senkrecht auf der Tafelfläche $\infty\bar{P}\infty$, doch liegt die Ebene der optischen Axen für rothe und gelbe Strahlen in der Basis, für grüne in $\infty\breve{P}\infty\,\{010\}$, ein Gegensatz, von dem man sich im convergenten Licht vermittels gefärbter Gläser an geeigneten Individuen unschwer überzeugen kann. Pleochroismus zwar erkenntlich aber nicht stark: bei den gelben Krystallen zeigen die parallel a (c) schwingenden Strahlen citrongelbe, die senkrecht darauf schwingenden orangegelbe Farbe. Thürach gibt an, in einzelnen Fällen auch sehr deutlich eine gegen die Verticalaxe schiefe Auslöschung beobachtet zu haben. Fremde Interpositionen pflegen nicht vorhanden zu sein. — Chem. Zusammens. Titansäure-Anhydrid TiO_2, wie Rutil und Anatas, mit welchen auch die Reactionen übereinstimmen; durch Glühen erhält er das höhere spec. Gew. des Rutils.

Der Brookit ist ein Mineral, welches bisher nach Thürach in frischen Massengesteinen und krystallinischen Schiefern nicht, sondern nur in zersetzten Vorkommnissen derselben gefunden wurde; so in zersetzten Graniten von Steinbach im Odenwald und Windeck an der Bergstrasse, vom Burgfels bei Wittichen und der Gegend von Rippoldsau im Schwarzwald, von den Fuchsbergen bei Striegau; im Gneiss gegenüber der Kirche von Rippoldsau; im Quarzporphyr von Sailauf bei Aschaffenburg; an diesen Orten ist er von Anatas begleitet. Cohen machte es wahrscheinlich, dass lichtgelbe Täfelchen von 0,03 Kantenlänge (und darüber im zersetzten Biotit vogesischer Glimmerschiefer, da sie chemisch Titansäure und nicht wohl mit Rutil oder Anatas zu identificiren sind, dem Brookit angehören. — Lacroix fand unzweifelhaften Brookit (bis 0,1 mm gross) in dem chloritisirten Glimmer eines Cipollins, eines Glimmerporphyrits und eines Granits (Bull. soc. min. XIV. 1891. 9). — Ausserdem beobachtete Thürach den Brookit (meist ohne, bisweilen mit Anatas) in manchen Sedimentärgesteinen, wo er sich wohl auf secundärer Lagerstätte befindet; so im Kohlensandstein von Skalitz (Mähren), im Tigersandstein vom Holderbachsthal bei Schapbach, im Infraliassandstein von Burgpreppach (Unterfranken), im Zechsteindolomit von Görisseifen

(Schlesien), im Triasdolomit von Fally (Wallis), im Doleritschutt vom Hopfenberg bei Schwarzenfels in der Rhön. Vgl. Hans Thürach in Verh. d. phys.-med. Gesellsch. zu Würzburg, Neue Folge XVIII. 1884. Nr. 10. In den unteren Muschelkalken Jenas fand ihn Liebetrau in abgerundeten Partikeln und Bruchstücken (Z. geol. Ges. 1889. 732). — Beck beobachtete zum ersten Mal ganz blassgelbe, bis 0,05 mm grosse Körnchen und Kryställchen des Brookits, letztere von tafelförmigem und pyramidalem, nicht von prismatischem Habitus, in einem als Contactproduct am Granit vorkommenden Knotenglimmerschiefer, wohl aus aufgelösten Rutilnädelchen entstanden (N. Jahrb. f. Min. 1892. I. 159). — Über das Hervorgehen des Brookits aus Titanit vgl. S. 410.

Titanit.

Monoklin; die gewöhnlichste Combination der als Gemengtheile in den Gesteinen eingewachsenen ist $\frac{2}{3}$₽2 $\{\bar{1}23\}$. 0P $\{001\}$. ₽∞ $\{\bar{1}01\}$, oft noch mit $\frac{1}{2}$₽∞ $\{\bar{1}02\}$ und Ꝑ∞ $\{011\}$, wobei die Hemipyramide $\frac{2}{3}$₽2 (136° 12′) prismatisch ausgedehnt erscheint; 0P : ₽∞ = 60° 17′; auch findet sich wohl eine Combination vorwiegend gebildet von ∞P (133° 52′) und $\frac{2}{3}$₽2. In den Dünnschliffen zeigt der Titanit daher meist langgezogen rhombische Durchschnitte (durch $\frac{2}{3}$₽2), oder solche von spitzkeilförmigem Umriss oder längere Leisten mit Zuspitzung an beiden Enden. Rundliche oder schlauchähnliche Einbuchtungen im Umriss verweisen auf chemische Corrosion. Der Titanit bildet auch ovale und tropfenförmig, desgleichen »weckenförmig« gestaltete Körner, theils isolirt, theils in dicht gedrängten Aggregaten, welche Cohen treffend mit einem Häufchen Insecteneier vergleicht; diese Aggregate pflegen secundär aus einem anderen Mineral hervorgegangen zu sein. — Die prismatische Spaltbarkeit nach ∞P $\{110\}$ ist nur unvollkommen; da meist die Flächen von $\frac{2}{3}$₽2 $\{\bar{1}23\}$ die vorwiegenden Begrenzungslinien liefern, so gehen die etwa vorhandenen Spaltrisse nach ∞P mit den letzteren nicht parallel: unregelmässige Risse sind häufig. — Manche Titanite zeigen eine Absonderung oder einen schaligen Bau nach zwei Flächen, welche, symmetrisch zum Klinopinakoid gelegen, sich unter 125°—126° schneiden und mit ₽∞ ca. 103° 30′ bilden; zufolge G. H. Williams und Busz beruht diese als scheinbare Spaltbarkeit auftretende Absonderung auf einer wahrscheinlich secundär durch Druck hervorgegangenen Zwillingsbildung nach der Fläche $\frac{4}{5}$₽4 $\{\bar{1}45\}$; nach Mügge (N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 98) geht dieselbe der genannten Fläche nur annähernd parallel. — Bei den manchmal zu beobachtenden Zwillingen, welche sich aber äusserlich nicht durch einspringende Winkel verrathen, fällt, wie das Verhalten im polarisirten Licht zeigt, in den rhombischen Durchschnitten die Zwillingsnaht mit der langen Diagonale der spitzen Winkel zusammen; deshalb muss die Zwillingsebene der Zone 0P : ∞₽∞ angehören und ist wahrscheinlich 0P selbst, wie es bei den aufgewachsenen Krystallen bekanntlich der Fall. — H. = 5 ... 5,5; Gew. = 3,4 ... 3,6. Glasglanz, zuweilen diamantartig, oft fettartig. Verschiedentlich gefärbt, in den Gesteinen nament-

lich licht- und dunkelbraun, honiggelb, graugelb; demzufolge in den Dünnschliffen mehr oder weniger intensiv gelblich, röthlich oder bräunlich, von meist nicht grosser Pellucidität, auch bis ins ganz Farblose hinein. — Die Brechungsexponenten bestimmte Busz zu 2,0093 (γ), 1,8940 (β), 1,8876 (α); in Folge ihrer Höhe erscheint bedeutende Totalreflexion am Rande und Rauhheit der Oberfläche; auch die Doppelbrechung ist sehr stark, scheint übrigens in den minder gefärbten höher zu sein als in den intensiv gefärbten. — Die opt. Axen liegen im Klinopinakoid ($\mathfrak{b} = b$), und ihre spitze positive Bisectrix ($\mathfrak{c}$) ist fast normal auf $\frac{1}{2}\bar{P}\infty$; $\mathfrak{c} : a = 50^\circ 43'$ im stumpfen Winkel β. Die Auslöschungsrichtungen liegen in den spitz rhombischen Durchschnitten nach den Diagonalen. Im convergenten Licht ist an der Lage der Axenbilder, Axenbalken u. s. w. in den rhombischen Durchschnitten der orthodiagonalen Zone deutlich zu sehen, dass die Axenebene den stumpfen Winkel der Rhomben halbirt. — Ausserordentlich starke Dispersion der optischen Axen, $\varrho > v$: der scheinbare Axenwinkel in Luft für Roth beträgt ca. 54°, der für Violett ca. 33°; in Folge dessen löschen sehr schief gegen die Axenebene gerichtete Schnitte im weissen Licht in keiner Stellung mehr vollständig aus. Nur bei den etwas intensiver gefärbten ist Pleochroismus manchmal deutlich: dann ist in den lang-rhombischen Schnitten der parallel der langen Diagonale schwingende Strahl gelblich oder fast farblos, der parallel der kurzen Diagonale schwingende röthlich oder röthlichbraun; Zwillinge werden bisweilen allein schon durch den Pleochroismus bei der Anwendung blos des unteren Nicols erkennbar. — Nach A. Church Lane bildet der Titanit in den Eruptivgesteinen zweierlei Typen: a) begrenzt durch $\frac{2}{3}\breve{P}2$, 0P und $\bar{P}\infty$, selten verzwillingt, gern tiefer gefärbt, in den alkaliärmeren, an Mg und Fe reicheren Gesteinen; b) begrenzt durch $\bar{P}\infty$, $\frac{2}{3}\breve{P}2$, $\bar{P}\infty$, oft verzwillingt, gern hellgelb, namentlich in den alkalireicheren Gesteinen (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 207). — Charakteristische Mikrostructur ist nicht vorhanden. Einschlüsse sind selten, weil der Titanit selbst, wenigstens in den Eruptivgesteinen, eine der ersten Ausscheidungen darstellt; doch sind spärliche Glas- und Flüssigkeitseinschlüsse, Rutilkryställchen, Mikrolithen von Hornblende und Apatit, Zirkone, opake Erze in ihm beobachtet worden. Die Titanite der krystallinischen Schiefer sind fast stets ganz frei von Interpositionen.

Chem. Zus.: $CaSiTiO_5 = CaSi_2O_5 + CaTi_2O_5$, vierfach kieselsaurer und titansaurer Kalk (sog. Quadrisilicate), mit 30,27 Kieselsäure, 41,51 Titansäure, 28,22 Kalk, von welchem letzteren in den braun gefärbten Varietäten einige Procent durch Eisenoxydul vertreten werden, d. h. es ist $FeSiTiO_5$ vorhanden. In dem Titanit aus dem Syenit des Plauenschen Grundes bei Dresden fand Groth 5,83 Eisenoxyd, 2,44 Thon- und Yttererde, sowie nur 31,16 Titansäure; vielleicht ist es hier die sechswerthige Gruppe CaTi, welche durch (Al_2), (Fe_2) u. s. w. vertreten wird; minder wahrscheinlich ist, dass 2(R_2) für 3 des vierwerthigen Ti eintreten. Titanit aus dem Syenit des Biellesischen enthält nach Cossa auch Yttrium und Cermetalle. Die Titanite eines irischen Granits zerlegte Sollas mit einem kräftigen Elektromagneten in zwei Portionen: eine un-

magnetische, weisslichgrau mit einem Stich ins zimmtfarbige, die andere magnetisch, dunkelgrau und mit über 10 % Eisen. — V. d. L. schmilzt er an den Kanten unter einigem Aufschwellen zu dunklem Glas; durch Salzsäure nur unvollständig, durch Schwefelsäure vollkommen zersetzbar, welche die Titansäure löst, während sich Gyps bildet; ein Zusatz von Wasserstoffsuperoxyd färbt die Lösung orangegelb.

Der Titanit der Gesteine ist theils ein primärer Gemengtheil, theils aber auch aus anderen titansäurehaltigen Mineralien erst entstanden und im letzteren Falle vorwiegend als körniges Aggregat von verschiedenem Grade der Feinheit ausgebildet. Über die Umwandlung von Titaneisen und Rutil in Aggregate von Titanit (sog. Leukoxen, Titanomorphit) vgl. diese beiden Mineralien. Es scheint eine grosse Menge der im abgeblendeten Licht gelblichweiss aussehenden Körnerhäufchen von Titanit in den Gesteinen aus Titaneisen hervorgegangen zu sein und ihre Anzahl steht auch bei einem und demselben Vorkommniss im umgekehrten Verhältniss zur Gegenwart des Erzes. So erscheint in manchen Gesteinen zweierlei Titanit, primärer in isolirten Kryställchen und secundärer aus titanhaltigen Mineralien gebildeter als Saum um dieselben oder als stark lichtbrechende Körnerhäufchen. Gleichwohl brauchen die an schwarzem Erz randlich klebenden Titanitkörnchen wohl keineswegs immer aus diesem secundär entstanden zu sein. Bisweilen scheint der Titanit in einer genetischen Beziehung zu zersetztem Glimmer zu stehen. — Andererseits ist auch der Titanit fähig, verschiedene Umwandlungsproducte aus sich hervorgehen zu lassen. Merkwürdig ist, dass er sich bisweilen mit einer trüben körnigen Zersetzungsrinde umgibt, welche mit den früher Leukoxen oder Titanomorphit genannten Titanitkrusten um Titaneisen die grösste Ähnlichkeit hat (vgl. z. B. van Werveke im N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 159, ferner beobachtet von Vélain in einem Amphibolgneiss vom oberen Oyapock-Fluss in Guyana, von Küch im westafrikanischen Schiefergebirge), und möglicherweise chemisch dem Titanit nahe verwandt ist. Schon Groth beschreibt, dass der Titanit des Plauenschen Grundes durch den Einfluss der Atmosphärilien in eine hellgelbe erdige Substanz übergeht, welche zwar dieselbe qualitative Zusammensetzung wie der Titanit habe, aber weniger Kieselsäure und Kalk, mehr Titansäure und viel mehr Eisenoxyd und Thonerde besitzt (Neues Jahrb. f. Min. 1866. 45). — Paul Mann beobachtete zuerst in portugiesischen Foyaiten die in Elaeolithsyeniten überhaupt nicht seltene Erscheinung, dass Rutil als Umwandlungsproduct aus rissigem Titanit entsteht, wobei sich zugleich kohlensaurer Kalk und wohl etwas amorphe Kieselsäure bildet (ebendas. 1882. II. 200). Diller führt in Hornblendegraniten der Troas eine Entstehung von gelblichen Anatas-Kryställchen bis 0,182 mm lang, 0,102 mm breit, aus Titanit an (ebend. 1883. I. 187), beobachtete allerdings keine eigentlichen Pseudomorphosen, sondern schloss nur auf diese Umbildung, weil der Titanit blos im frischen, der Anatas blos im zersetzten Granit auftritt. — In einem grünen nesterförmig im körnigen Kalk von St. Philippe bei Markirch (Vogesen) auftretenden »Talkthonsilicat« fand A. Müller den Titanit verändert

in Brookit-Täfelchen, welche meist senkrecht gegen die Oberfläche der ehemaligen Titanitkryställchen gestellt waren, so dass die ursprüngliche Form der letzteren das lose Haufwerk der fast mikroskopischen Brookitblättchen sehr scharf wiedergab (ebendas. 1858. 820). In den Leucitophyren und Phonolithen von Oberwiesenthal sah Sauer an Titaniten Überkrustung mit einer schwärzlich braunen Mineralrinde, während das Innere noch pellucid blieb; bei Fortschritt der Umwandlung tritt aber an die Stelle des ganzen Titanits ein krystallines Aggregat von a) einem schwarzen bis röthlichbraunen Mineral, drusig nach innen die Umrisse überkleidend, wie es scheint mit quadratischen Contouren (Brookit?); b) Calcit; c) farblose ausgeschiedene Kieselsäure. — Hin und wieder entsteht auf den Spaltrissen des Titanits ein opakes schwarzes blätteriges Erz, vielleicht Titaneisen. — K. Schneider constatirte in einem phonolithischen Gestein von Klein-Priesen in Böhmen das Hervorgehen von Perowskit ($\infty O \infty$ und O) aus Titanit unter gleichzeitiger Bildung von kohlensaurem Kalk; die neugebildeten Kryställchen des Perowskits sassen vorzugsweise auf der Innenseite der Umrisslinien der ehemaligen Titanitdurchschnitte (N. Jahrb. f. Min. 1889. I. 99). — Zufolge Goller ergänzt in spessarter Kersantiten der Calcit geradezu schmale Leisten und Fetzen von Titanit zu ganzen Krystallen und bildet so Pseudomorphosen nach Titanit (ebendas., Beilageb. VI. 521). — Eine schon 1852 durch Scheerer (von Arendal) erwähnte Pseudomorphose von Magnetit nach Titanit wurde von W. Hocks in verschiedenen Stadien bis zur völligen Ersetzung im Andesit des Froschbergs im Siebengebirge beobachtet (Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1891. 10).

Accessorisch erscheint Titanit in sehr vielen Gesteinen; unter den Massengesteinen ist er namentlich zugegen in Biotit- und Hornblendegraniten, Syeniten und insbesondere Elaeolithsyeniten, Dioriten, Trachyten, Phonolithen, Hornblende-Andesiten — im Ganzen mehr in hornblende- und biotitreichen, als in augitreichen Felsarten. In den älteren Porphyren ist er viel seltener. Von den krystallinischen Schiefern sind es wieder die viel Hornblende und Biotit führenden, in denen er häufiger vorkommt.

Astrophyllit.

Wahrscheinlich rhombisch nach den letzten Untersuchungen von Brögger (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 200). Im Folgenden sind mit E. S. Dana die Horizontalaxen Brögger's a und b mit einander vertauscht, weil bei Letzterem $a : b = 1 : 0{,}098$; alsdann ist das A.-V. entsprechend dem sonstigen rhombischen $a : b : c = 0{,}99025 : 1 : 4{,}7101$. Die Krystalle sind gewöhnlich platt nach dem Brachypinakoid $\infty \breve{P} \infty$ {010}, die letztere Fläche stark horizontal gestreift, meist nach der Verticalaxe, auch nach der Brachydiagonale lang gestreckt. Die Formbegrenzung wird ausser von $\infty \breve{P} \infty$ hauptsächlich gebildet durch spitze Pyramiden, geltend als $\bar{P}\frac{3}{4}$ {434} mit 104° 40′, und Brachydomen, darunter wohl höchst flache; Flächenvertheilung häufig anscheinend monoklin oder triklin. Auch in Form dünner Streifen, bisweilen sternförmig oder walzenförmig gruppirt. Vollk. Spaltb. nach dem Brachy-

pinakoid. Die Schlagfigur bildet 2 einander unter Winkeln von 81°—85° durchkreuzende Strahlen ungefähr parallel dem Doma $\frac{1}{4}\bar{P}\infty$ {014}; die Verticalaxe halbirt den kleineren Winkel. Spröde, nicht elastisch wie Glimmer. — H. = 3 . . . 4; Gew. = 3,3 . . . 3,4. Perlmutterartiger bis halbmetallischer Glasglanz. Bronzerothbraun bis goldgelb oder lebhaft orangegelb, durchscheinend in dünnen Blättchen. Die optischen Axen liegen in der Basis; spitze positive Bisectrix senkrecht auf dem Makropinakoid, stumpfe Bisectrix senkrecht oder beinahe senkrecht auf der Spaltungsfläche des Brachypinakoids, letztere Erscheinung wahrscheinlich durch Krümmung der Fläche hervorgebracht. Scheinbarer Axenwinkel in Öl gross, ca. 122°—124°. Hohe Lichtbrechung und Doppelbrechung, $\alpha = 1,678$, $\beta = 1,703$, $\gamma = 1,733$, $\gamma - \alpha = 0,055$ (M. Lévy u. Lacr.). Starker Pleochroismus: $\mathfrak{a}$ (= b) tieforangeroth, $\mathfrak{b}$ (= c) orangegelb, $\mathfrak{c}$ (= a) citronengelb: Absorption $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$. — Chemisch zur Hauptsache zusammengesetzt aus 33—34% Kieselsäure, 8—13 Titansäure, 2—4 Zirkonsäure, 20—26 Eisenoxydul, 4—10 Manganoxydul, mit ungefähr 6—7 Alkalien, Thonerde und Eisenoxyd, geringen Mengen von Kalk und Magnesia, einem Glühverlust von 3—4%. Die Formel ist noch nicht endgültig festgestellt, vielleicht gilt $\overset{I}{R}_4 \overset{II}{R}_4 Ti (Si O_4)_4$, worin $\overset{I}{R} = H$, Na, K und $\overset{II}{R} = Fe$, Mn (auch eingerechnet R_2O_3). — Schwillt v. d. L. auf und schmilzt leicht zu schwarzem magnetischem Email; gibt starke Manganreaction mit Soda oder Borax. Sehr schwer zersetzbar durch Salzsäure. — Wird bei der Umwandlung mürbe, matt, impellucid und unter Ausscheidung von Eisenocker chokoladegrau; Spaltungslamellen erscheinen dann optisch fast isotrop, im convergenten Licht fast einaxig.

Das Mineral, in das rhombische, monokline, trikline System versetzt, wurde bald mit Glimmern, bald mit rhombischem Pyroxen, bald mit Anthophyllit in Verbindung gebracht, scheint aber eine selbständige Stellung einzunehmen. Es erscheint selten in Elaeolithsyeniten und anderen zwar acideren aber ebenfalls alkalireichen plutonischen Gesteinen, gern begleitet von natronhaltigen Feldspathen, Amphibolen, Pyroxenen. Insel Låven im Langesundfjord auf Gängen im Augitsyenit. In El Paso Co. in Colorado, hier u. a. am St. Peters Dome in der Gegend des Pikes Peak in quarz- und feldspathreichen Ganggesteinen im Granit, mit Riebeckit, Pyrochlor, Zirkon, Flussspath (G. A. König, Z. f. Kryst. I. 1877. 423; Eakins, Am. journ. XLII. 1891. 35; Lacroix, Comptes rendus CIX. 1889. 39). Bei Kangerdluarsuk in Grönland in einem hauptsächlich aus Plagioklas und Aegirin bestehenden Gestein. Im Elaeolithsyenit der afrikanischen Los-Inseln (Gürich, Z. geol. Ges. 1887. 102). In einem granitähnlichen Gestein an den Calangues de Piana an der Westküste von Corsica, wieder mit Riebeckit (Le Verrier, Comptes rendus CIX. 1889. 38).

Perowskit.

Der Perowskit findet sich einerseits selten makroskopisch in wenigen Vorkommnissen von Chloritschiefer (Zermatt, Nasämsker Berge bei Achmatowsk im

Ural) als graulichschwarze, dunkelröthlichbraune, eisenschwarze Krystalle (gewöhnlich Würfel) und derbe Massen von metallartigem Diamantglanz; andererseits in der Regel nur mikroskopisch verbreitet in jüngeren basischen Eruptivgesteinen, insbesondere in melilithreichen, desgleichen in leucit- und nephelinhaltigen; auch in älteren Elaeolithsyeniten (z. B. von Ditró) ist er beobachtet worden. Die erste Auffindung, Erkennung und Isolirung dieses mikroskopischen Perowskits gelang Bořicky in einem Gestein vom Devin bei Wartenberg in Böhmen (Sitzgsber. k. böhm. Ges. d. Wiss. 16. Oct. 1876; das Gestein wurde als Nephelinpikrit bezeichnet, stellte sich aber später als melilithreich heraus). Hussak wies dann seine Verbreitung in nephelin- und leucitführenden Basaltlaven der Eifel und des Laacher Sees, in basaltischen Gesteinen (Melilithbasalten) der schwäbischen Alb nach (Sitzgsber. Wiener Akademie, LXXVII. April 1878). In sehr basischen Eruptivgesteinen scheint dieses Titanat gewissermassen die Rolle zu übernehmen, welche der acidere Titanit in den kieselsäurereicheren Gesteinen spielt.

Der mikroskopische Perowskit der Eruptivgesteine bildet gewöhnlich 0,02—0,03 mm, selten bis über 0,05 mm grosse Individuen; ausnahmsweise beobachtete Sauer erbsendicke Körner, Krystalle und grössere Aggregate der letzteren in den grobkrystallinischen Ausscheidungen des Nephelinbasalts von Oberwiesenthal. Die mikroskopischen Individuen sind hier einerseits sehr scharfe Oktaëder, andererseits etwas abgerundete oktaëdrische Gestalten, auch unregelmässige ästige und zackige Formen, aber keine Lamellen; bisweilen scheinen abgerundete Perowskite wie Durchkreuzungszwillinge auszusehen. Im durchfallenden Licht ist die Farbe nicht uncharakteristisch violettgrau bis graulichrothbraun, wie sie doch nicht recht weder beim Granat noch beim Titanit oder Chromit vorkommt; allerdings gibt es auch hellgrau und blasshoniggelb pellucide Perowskite. Die Totalreflexion an den Rändern ist recht stark, die angeschnittene Oberfläche stark chagrinirt, was schon auf einen relativ hohen Brechungsindex schliessen lässt; letzterer beträgt 2,35. Die an den makroskopischen Krystallen durch Hessenberg, v. Kokscharow, Des Cloizeaux, Baumhauer, Ben Saude, Klein und Tschermak beschriebenen und verschieden gedeuteten Abweichungen von den optischen Erfordernissen des regulären Systems machen sich auch bei grösseren mikroskopischen Krystallen geltend; man sieht zwischen gekreuzten Nicols eine Anzahl von feinen vielfach sich durchkreuzenden Streifensystemen von doppeltbrechender optisch zweiaxiger Natur; theilweise verlaufen dieselben nach den Diagonalen der Würfelfläche. C. Klein hält mit Recht dafür, dass innerhalb des regulären Perowskits nachträglich eine Umlagerung der Moleküle in eine neue zweiaxige Gleichgewichtslage Platz gegriffen habe, wenn es auch bei ihm noch nicht, wie beim Leucit und Boracit gelungen ist, diesen Wechsel durch Temperaturerhöhung wieder rückgängig zu machen; vgl. dagegen Brauns, Die opt. Anomalieen d. Krystalle 1891. 348. Übrigens verhalten sich die sehr kleinen mikroskopischen Kryställchen zum grossen Theil ganz isotrop.

Der Perowskit gehört ohne Zweifel zu den ältesten Ausscheidungen in den Eruptivgesteinen; er pflegt im Einklang damit ganz frei von Interpositionen zu

sein. Er ist gern vergesellschaftet, bisweilen auch verwachsen mit Magnetit und Chromit, mit denen im Verein er auch wohl Kränze um andere Gemengtheile bildet. — H. = 5,5; Gew. = 3,95...4,1. — Chem. Zusammens.: Titansaurer Kalk, $CaTiO_3$, mit 59,53 Titansäure und 40,47 Kalk, von welchem letzteren ein kleiner Theil durch 2 bis 6% Eisenoxydul ersetzt wird. V. d. L. ganz unschmelzbar, gibt mit Borax und Phosphorsalz die Reactionen auf Titansäure. Unangreifbar durch Salzsäure oder wässerige Flusssäure; auf Grund dieses Verhaltens, seines spec. Gew. und weil er vom Magneten nicht angezogen wird, von den begleitenden Gemengtheilen (wie Melilith, Leucit, Nephelin, Augit, Hornblende, Olivin, Magnetit) leicht zu isoliren. Von heisser concentrirter Schwefelsäure aber wird er langsam aufgelöst.

Zersetzungsprocessen ist der Perowskit in der Regel nicht unterworfen. Nur Sauer fand ihn in dem Nophelinbasalt von Oberwiesenthal bedeckt mit einer weisslich trüben, dem sog. Leukoxen ähnlichen Verwitterungsrinde. — Zwei Beobachtungen liegen vor über secundäre Entstehung von Perowskit: Popow befand aus ihm bestehend ein weissliches Umwandlungsproduct eines Titaneisens aus den Schischimsker Bergen im Ural (vgl. Titaneisen), und Schneider gewahrte Perowskit als Umwandlungspseudomorphose von Titanitkrystallen (vgl. S. 411).

Von der Verbreitung des Perowskits war schon oben die Rede. G. H. Williams beobachtete ihn noch als gelbe isotrope Kryställchen, Titaneisen breit umrandend, in einem Gestein von Syracus in New-York, welches aus einer biotitführenden Serpentinmasse mit ausgeschiedenem Olivin, seltener Enstatit besteht (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 267; Amer. journ. of sc. (3) XXXIV. 1887. 137; auch Diller, ebendas. XXXVII. 1889. 219). In den verbreiteten krystallinischen Schiefern spielt er keine Rolle. Mügge erwähnt ihn als accessorisch (mit Granat, Rutil, Erz) in einem hypersthenhaltigen, quarzreichen und feldspatharmen gneissähnlichen Gestein vom Pare-Gebirge im Massai-Lande (N. J. f. M., Beil.-Bd. IV. 581).

Eudialyt (und Eukolit).

Rhomboëdrisch, die Krystalle lassen gewöhnlich die Combination 0R{0001}. R{01$\bar{1}$1}.∞P2{11$\bar{2}$0} (auch wohl mit $\frac{1}{4}$R{10$\bar{1}$4} oder —$\frac{1}{2}$R{01$\bar{1}$2}) erkennen; R = 73° 30′; auch unvollkommen begrenzte Körner. Spaltbark. basisch, deutlich wahrzunehmen, auch kommt wohl eine solche nach $\frac{1}{4}$R zum Vorschein. — H. = 5...5,5; G. = 2,81...2,85, für die mechanische Trennung sehr gelegen. — Dunkel pfirsichblüthroth bis bräunlichroth, Glasglanz, die grösseren Individuen schwach durchscheinend bis undurchsichtig. In den Präparaten wird das Mineral mit lichtgelblichrother, kirsch- oder rosarother Farbe, an Granat erinnernd, durchscheinend. Die grösseren Körner enthalten wohl Interpositionen von Elaeolith, Sodalith, Amphibol, auch liquide Einschlüsse, die kleineren sind gewöhnlich frei von Interpositionen. Ramsay fand als Brechungsindex für Na-L. 1,6057; positive Doppelbrechung von verschiedener Stärke. Schwach pleochroitisch, der senkrecht zur Verticalaxe schwingende Strahl wird etwas stärker absorbirt, als der

parallel zu ihr schwingende. Der Eudialyt ist hauptsächlich ein Zirkonosilicat (ca. 49,5 SiO_2, 15 ZrO_2) von Kalk, Natron, Eisenoxydul und etwas (2—3) Ceroxyd, mit geringen Mengen von Manganoxydul und Kali, einem Gehalt von ca. 1,5 Chlor und Glühverlust von 1—1,5 %. Die Formel ist vielleicht $ClNa_{13}(Ca, Fe)_6 (Si, Zr)_{20} O_{52}$. — V. d. L. schmilzt er leicht zu graugrünem Email. Von Salzsäure völlig zersetzbar unter Abscheidung von Kieselgallert. — In Elaeolithsyeniten Grönlands, der Halbinsel Kola und von Arkansas, manchmal reichlich.

Nahezu identisch krystallisirt, gleichfalls am besten nach 0R spaltbar, wie der Eudialyt und ferner chemisch sehr ähnlich ist der etwas mehr braune Eukolit (G. = 3,1) aus den südnorwegischen Augitsyenitgängen, welcher in den Präparaten auch betreffs des Aussehens seiner nur etwas dunkler gefärbten Substanz dem Eudialyt gleicht, aber, wie Des Cloizeaux zeigte, allemal negativ doppeltbrechend ist; nach Michel Lévy und Lacroix ist $\omega = 1,622$, $\varepsilon = 1,618$; Brögger fand die Doppelbrechung noch schwächer, nur zu 0,0027. Stärker pleochroitisch als Eudialyt, der parallel der Verticalaxe schwingende Strahl gelb, der senkrecht darauf schwingende (stärker absorbirte) Strahl tief rothbraun.

In Eudialyten der Halbinsel Kola beobachtete W. Ramsay an verschiedenen Körnern und an verschiedenen Stellen desselben Individuums sehr wechselnde Doppelbrechung, indem zwar meistens eine positive vorherrscht (eigentlicher Eudialyt), aber auch eine negativ doppeltbrechende Substanz (Eukolit) unregelmässige Partieen in der positiven und randliche Umhüllungen um dieselbe bildet. Ferner fand er auch anscheinend isotrope Partieen, welche dadurch zu erklären sind, dass hier + Eudialyt- und — Eukolitsubstanz so zusammenkrystallisirt sind, dass bei der Schwäche der Doppelbrechung der Componenten diejenige der Mischung für bestimmte Farben fast = 0 ist. Diese isotropen Partieen bilden gewöhnlich auf 0R stehende, in die grossen Individuen eingestülpte halbe Rhomboëder.

Korund.

Rhomboëdrisch. Der gesteinsbildende Korund ist formell nicht sonderlich gut charakterisirt; er bildet bald langprismatische und spindelförmige, bald spitzpyramidale Gestalten, bald dünne, hexagonal oder rundlich umgrenzte Tafeln, und zwar können solche abweichenden Formen unmittelbar neben einander erscheinen. Leistenförmige Contouren können ihre Längsausdehnung sowohl parallel c als parallel der Basis besitzen. Auch in unregelmässigen aber nach allen drei Dimensionen gleich entwickelten Körnern und körnigen Aggregaten. — Wohl nur bei grösseren Krystallen tritt bisweilen die Spaltbarkeit und der Schalenbau nach R$\{10\bar{1}1\}$(86° 4′) hervor. Die horizontal liegenden Tafeln lassen nicht selten eine durch Anwachsstreifen hervorgebrachte, die Form gleichseitiger Dreiecke besitzende Zeichnung erkennen. H. = 9; G. = 3,9...4. In den Gesteinen entweder fast farblos oder blau (Sapphir), auch wohl etwas hell röthlich braun, nicht selten ist ein Individuum zonar-mehrfarbig oder unregelmässig gefleckt. $\omega = 1,768$, $\varepsilon = 1,760$ für Roth; $c = \mathfrak{a}$; die starke Lichtbrechung bewirkt dunkle Umrandung und deutliches Relief,

die sehr schwache negative Doppelbrechung lässt aber in den Präparaten die Interferenzfarben kaum über das Roth der ersten Ordnung hinausgehen. Im convergenten polarisirten Licht ist die Interferenzfigur in den Präparaten ein Kreuz mit etwas verwaschenen Armen ohne Ringe. Die an grösseren Krystallen beobachteten optischen Anomalieen (in den basischen Schnitten Zwillingslamellen, welche parallel und senkrecht zu den Seiten des Sechsecks auslöschen) sind in petrographischer Hinsicht ohne Belang. Die blauen oder bläulichen Individuen zeigen deutlichen Pleochroismus: *O* himmelblau, *E* tiefer oder blasser meergrün. — U. d. M. oft Gasporen oder Flüssigkeitseinschlüsse enthaltend, welche zum Theil aus liquider Kohlensäure bestehen; auch finden sich Einschlüsse von Titaneisen in grösseren Krystallen. — Chem. Zus.: Thonerde, Al_2O_3; v. d. L. unschmelzbar und für sich unveränderlich; alle Säuren sind ohne Wirkung, was für die Isolirung dienlich ist; auch von Soda wird er nicht angegriffen; dagegen schmilzt er mit saurem schwefelsaurem Kali leicht zu einer in Wasser vollkommen löslichen Masse.

Der Korund bildet als klein- und feinkörniges Aggregat den in erster Linie aus ihm bestehenden Smirgel. Sonst tritt er nur hin und wieder als accessorischer Gemengtheil auf, so in Graniten, Gneissen, körnigen Kalken und Dolomiten, im Amphibolit des nordwestl. österr. Schlesiens (höchstens haselnussgrosse, bald weisse bald blaue Körner, v. Camerlander in Verh. geol. R.-Anst. 1886. 356), im Chloritschiefer von Nischne-Issetsk im Ural (Arzruni, Z. geol. Ges. 1885. 690), im Graphit von Mühldorf bei Spitz in Niederösterreich (H. Wichmann, Verh. geol. R.-Anst. 1884. 150), als blauer Sapphir in etlichen Basalten, wo er übrigens vielleicht wohl ein Überrest aus eingeschmolzenen Einschlüssen ist. Gern begleiten ihn Spinelle, Rutil und Sillimanit. Sehr bemerkenswerth ist das von Teller und John nachgewiesene Auftreten von Korund als Contactproduct bei den Dioriten von Klausen in Tirol (Jahrb. geol. R.-Anstalt XXXII. 1882. 589). Auch sonst wurde er mehrfach in fremden umgewandelten Einschlüssen oder eigenthümlichen accessorischen Massen innerhalb gewisser Eruptivgesteine beobachtet, oft von Cordierit, Spinell, Andalusit begleitet, so von K. Vogelsang in Einschlüssen im Andesit der Eifel (Z. geol. Ges. 1890. 55), von W. Salomon in solchen im Tonalit (ebendas. 526); weiter erscheint er auch vereinzelt in einem aus Quarzphyllit entstandenen Contactproduct um den Quarzglimmerdiorit im Val Moja (ebendas. 537). Vgl. noch Kersantit von Michaelstein, Harz.

Magnetit, Magneteisen.

Regulär; O{111} und ∞O{110} am häufigsten und in der Regel vorwaltend; die regelmässig begrenzten mikroskopischen Individuen als Gemengtheile der Gesteine meist nur als O{111} ausgebildet (∞O{110} gibt z. B. Deecke in den Laven des Vultur als vorwiegend an); Zwillinge nach O, oft nach der Zwillingsaxe sehr stark verkürzt, auch lamellar-polysynthetische Zwillinge nach diesem Gesetz; damit steht nicht selten eine schalige Absonderung in Verbindung. — In einzelnen eingewachsenen Krystallen und Körnern, auch in körnigen bis fast

dichten Aggregaten, sowie secundär in losen mehr oder weniger abgerundeten Körnern als Magneteisensand. Bei den Magnetiten der Gesteine ist die übrigens sehr verschieden vollkommene Spaltbarkeit nach O nicht zu gewahren; Bruch muschelig bis uneben. — H. = 5,5...6,5; Gew. = 4,9...5,2. Eisenschwarz, Strich schwarz, Metallglanz, zuweilen unvollkommen; total undurchsichtig. Sehr stark magnetisch (und nicht selten polarisch), deshalb leicht aus dem Pulver magnetithaltiger Gesteine vermittels eines schwachen Magnetstabs zu isoliren (Titaneisen, Eisenglanz, Chromeisen, Graphit folgen demselben nicht). — Chem. Zusammensetzung: Eisenoxyduloxyd $FeO + (Fe_2)O_3$ oder Fe_3O_4 oder $Fe(Fe_2)O_4$ (analog dem Spinell) mit 68,97 Eisenoxyd und 31,03 Eisenoxydul oder mit 72,41 Eisen und 27,59 Sauerstoff; bisweilen titanhaltig (z. B. nach Ricciardi in den Laven des Vultur mit 12,07% TiO_2, nach Retgers in denen des Krakatau mit 18,38% $FeTiO_3$); selten auch mit ganz kleinem Gehalt an Cr_2O_3, Al_2O_3, MnO, MgO. V. d. L. sehr schwer schmelzbar. In Salzsäure vollkommen löslich, schon aus dem Präparat können die erreichbaren Magnetitkörner mit Salzsäure entfernt werden; besonders leicht löslich, wenn der Salzsäure etwas Jodkalium zugesetzt wurde, also Jodwasserstoffsäure in statu nascendi wirkt. Fluorwasserstoffsäure greift den Magnetit nicht an.

In den Gesteinen, in welchen der Magnetit allermeistens nur mit mikroskopischen Dimensionen auftritt, liefert das Oktaëder vorwiegend quadratische oder rechtwinkelig viereckige Durchschnitte; Zwillinge geben sich durch einspringende Winkel an den polygonalen Umrissen zu erkennen. Nicht selten sind in einigen Gesteinen skelett- oder kreuzförmige Aggregationen kleiner Oktaëderchen nach den Hauptaxen des regulären Systems. Auch bildet der Magnetit keulen- oder stabähnliche Körper, denen man es oft ansieht, dass sie aus einer linearen Aneinanderreihung unregelmässig gestalteter und ineinander verflösster oktaëdrischer Körner bestehen. Die mikroskopischen Individuen sind in der Regel ziemlich gleichmässig durch die Gesteine vertheilt, hin und wieder aber auch wohl local zu lockeren oder dichten Haufen versammelt. Die Körner sinken zur grössten Winzigkeit herab, so dass viele derselben bei einer Vergrösserung von 800 nur wie die feinsten Pünktchen erscheinen, welche selbst am Rande nicht im mindesten durchscheinen. Bei den grösseren Körnern sieht man in dem schief auf das Gesteinspräparat auffallenden Licht oft vorzüglich den metallischen Glanz und die etwas bläulichschwarze Farbe der angeschliffenen Oberfläche. In vielen Andesiten, Basalten, Tephriten, auch wohl in Phonolithen liegen Häufchen von Magnetitkörnchen, welche in ihrer Umgrenzung eine unverkennbare Annäherung an Durchschnittsformen von Hornblende oder Biotit (äusserst selten von Augit) zeigen und mit anderen Substanzen, namentlich mit sehr kleinen Augitkörnchen untermengt sind; es handelt sich hier um Ausscheidungen jener Bisilicate, welche in einem anfänglichen Verfestigungsstadium der Gesteine entstanden waren und in einem späteren wieder resorbirt worden sind, wobei die jetzt ihre Stelle einnehmenden Mineralien gebildet wurden. — Magneteisenkörner werden von den übrigen grösseren Gesteinsgemengtheilen, vorzugsweise von Gliedern der Augit-

und Hornblendefamilie, oft massenhaft und bisweilen zonenweise vertheilt eingeschlossen. Seinerseits findet sich der Magnetit, wie z. B. häufig in den Diabasen, gern von Biotit umsäumt.

Fremde Körper im Magneteisen sind trotz dessen Impellucidität auch wahrgenommen worden, z. B. Apatit- und Augitsäulchen, welche ganz durch das schwarze Korn hindurchgehen und so stehen, dass ihre Längsaxe mit der Mikroskopaxe parallel verläuft. — Häufig ist auch Eisenkies eingewachsen, welcher bei der Behandlung mit Salzsäure zurückbleibt. — Auf eine Einwachsung von Titaneisen deutet die Erscheinung, dass der Magnetit, z. B. in Diabasen, bei der leichten Lösung in Salzsäure mehr oder weniger regelmässige mitunter sich kreuzende Streifchen unzersetzter Substanz zurücklässt. Makroskopisch beobachtete Cathrein am Fürtschlagl im Schlegeisen-Grund (Tirol), auch am Greiner im Zillerthal in den Magneteisenoktaëdern schwarze Täfelchen von Titaneisen so eingewachsen, dass 0R{0001} des letzteren parallel liegt den Oktaëderflächen. — Die in gewissen Gesteinen wahrnehmbare Umrandung des Magneteisens durch sog. Leukoxen (Titanit, vgl. Titaneisen) ist nach Cathrein (nicht, wofür sich Cohen entschied, auf eine primäre Verwachsung, sondern) auf eine Umwandlung des ersteren zurückzuführen. In einem solchen Magneteisen fand er Fe_2O_3 durch $FeTiO_3$ (mit 3,34 % Titansäure) ersetzt, und ausserdem trotz der scheinbaren Homogenität, mechanisch mikroskopische Rutilnädelchen eingewachsen, welche ihrerseits ebenfalls einer Umwandlung in Titanit fähig sind. Auch die Art und Weise der Umhüllung spricht nach ihm mit Nothwendigkeit für eine Genesis des Titanits aus Magnetit (Z. f. Kryst. VIII. 1884. 321). Seligmann beobachtete auch makroskopisch eine Ein- und Aufwachsung von Rutil auf einer vorherrschenden Fläche eines tafelförmigen Magnetitoktaëders, wobei die verticalen Combinationskanten des Rutils parallel den Oktaëderkanten gehen (sich daher auf der Oktaëderfläche unter 60° schneiden), ferner $\infty P \infty$ {100} des Rutils mit der Oktaëderfläche einspiegelt (Z. f. Kryst. I. 340). — Auch sind Einwachsungen von Chromitkörnern in Magnetit wahrgenommen worden.

Bei der Verwitterung des Magnetits geht der titanfreie in Eisenoxydhydrat über, welches als ein schmutzig bräunlichgelber mehr oder weniger durchscheinender Hof das schwarze Korn umgibt oder ersetzt; dann beobachtet man wohl bisweilen, wie in quadratischen Durchschnitten längs der Diagonalen die schwarze Magnetitsubstanz (deren Vertheilung daher den Würfelflächen entspricht) noch erhalten blieb. Hin und wieder heftet sich aber auch an das Magnetitkorn, unmittelbar von ihm ausgehend, eine schön blutrothe oder orangerothe dendritische scharfrandige Lamelle, höchst wahrscheinlich Eisenoxyd als Zersetzungsproduct. Bemerkenswerth ist übrigens, wie trotz des Oxydulgehalts (und der leichten Löslichkeit in Säuren) das Magneteisen sich so langsam verändert und z. B. in recht zersetzten alten Diabasen und Dioriten so vollkommen frisch und scharfrandig erhalten hat. Über die secundäre Rinde sog. Leukoxens siehe oben. — Gelbe Oktaëder, welche in einem aus dem Olivin des Palaeopikrits hervorgegangenen Serpentin liegen und sich wie letzterer in Salzsäure lösen, deutet R. Brauns als

Pseudomorphosen von Serpentin nach Magnetit (Z. geol. Ges. XL. 1888. 471). Selbst kann sich Magnetit auf nassem Wege als Ausscheidungsproduct bei der Zersetzung z. B. von Olivin, Hornblende, Augit bilden; ferner entsteht er aus Brauneisen und Eisenglanz, wie in den Contactschiefern um Granitmassivs.

Der Magnetit tritt selbst gesteinsbildend auf (Magneteisenstein), bildet aber ausserdem einen sehr weit verbreiteten und constanten Gemengtheil der allerverschiedensten massigen und schieferigen Gesteine; am reichlichsten ist er allerdings in den basischeren Felsarten, wie Basalten, Andesiten, Diabasen vorhanden, doch fehlt er auch den kieselsäurereichsten, ja solchen, welche freie Kieselsäure als Quarz enthalten, keineswegs. In den eruptiven Gesteinen gehören die primären Magnetite zu den anfänglichsten Ausscheidungen, wenn auch deren Bildung lange Zeit fortgedauert hat. In einigen Eruptivgesteinen, namentlich gewissen Andesiten, Tephriten, Phonolithen ist vielleicht ein (kleiner) Theil der Magnetitkörner aus der magmatischen Resorption älterer eisenhaltiger Silicate, wie namentlich Amphibol und Biotit, hervorgegangen.

Das Titan-Magneteisen (Trappeisenerz Breithaupt's), welches in sehr kleinen oktaëdrischen Krystallen und in Körnern, sowie in kleinen derben Massen (als sogenanntes schlackiges Magneteisen) vielen vulkanischen Gesteinen eingemengt ist, ausserdem aber auch oft in losen, eckigen und rundlichen Körnern, als magnetischer Titaneisensand vorkommt, ausgezeichnet muscheligen Bruch, G. = 4,80...5,10, eisenschwarze Farbe hat, und stark magnetisch ist, kann ungeachtet seines Gehalts an Titansäure nicht füglich zu den eigentlichen Titaneisenerzen gerechnet werden; entweder sind sie unbestimmte Gemenge von Titan- und Magneteisenerz, oder auch vielleicht solche Varietäten von Magneteisen, in welchen ein Theil des Eisenoxyds durch Titanoxyd vertreten wird, das bei der Analyse in Titansäure übergeht, oder (am wahrscheinlichsten) solche, in denen ein Theil $(Fe_2)O_3$ durch $FeTiO_3$, titansaures Eisenoxydul, ersetzt ist. Damit zusammenhängend tritt das Titan in sehr schwankenden Verhältnissen auf; wie denn z. B. Rammelsberg in dem Titaneisensand vom Müggelsee unweit Berlin 5,2, in dem schlackigen Magneteisenerz von Unkel 8,27, Rhodius in einer Var. aus dem Basalt von Rheinbreitbach 9,6, und S. v. Waltershausen in einem Titaneisensand vom Aetna fast 12,4% Titansäure auffand, während Klaproth und Cordier in anderen Varietäten 11 bis 16% nachwiesen. Ein auffallendes Beispiel eines solchen titanhaltigen Magneteisens liefern die von A. Knop untersuchten Magneteisen-Krystalle aus dem Nephelindolerit von Meiches, welche 25% Titansäure, 51 Eisenoxydul, 22 Eisenoxyd und 1,5 Manganoxydul enthalten.

Gediegen Eisen hat sich in einigen Vorkommnissen von Basalt gefunden (s. diesen), auch in einem unter der Kreide lagernden anamesitähnlichen Melaphyr des Gouv. Volhynien.

Eisenglanz (Haematit).

Rhomboëdrisch, $R\{10\bar{1}1\} = 86°$, in den Gesteinen meist tafelartig durch Vorwalten der Basis; bei den grösseren und dickeren Krystallen sind die basi-

schen Schnitte dreieckig oder sechseckig, die Verticalschnitte leistenförmig. — H. = 5,5...6,5; G. = 5,2...5,3; eisenschwarz bis dunkel stahlgrau, oft bunt angelaufen. Strich kirschroth, hellbräunlichroth bis röthlichbraun. Die sehr dünnschaligen und feinschuppigen Varietäten hat man Eisenglimmer genannt. Metallglanz, undurchsichtig, in ganz dünnen Lamellen röthlichgelb bis dunkelroth durchscheinend. Mittlerer Brechungsexponent 1,90. Ganz dünne auf der Kante stehende Blättchen erweisen sich wohl pleochroitisch, heller roth, wenn die Polarisationsebene des unteren Nicols parallel, schmutzig braun oder grau, wenn sie senkrecht zu der Längserstreckung des Blättchens steht (nach Rinne). Wird im ganz reinen Zustande wohl nicht, und nur dann vom Magnetstab angezogen, wenn er fein von Magneteisenpartikelchen durchsetzt ist. — Chem. Zus. wesentlich Eisenoxyd, $(Fe_2)O_3$, mit 70 Eisen und 30 Sauerstoff, zuweilen mit einem Gehalt an isomorphem titansaurem Eisenoxydul. In Salzsäure nur sehr langsam löslich, erheblich schwieriger als der Magnetit. — Pseudomorphosen bildet der Eisenglanz (und Rotheisenstein) nach Pyrit und Granat in krystallinischen Schiefern, nach Olivin in Basalten, Melaphyren u. s. w. — Über die Verwachsungen von Eisenglanz mit Rutil vgl. letzteren.

Wo der Eisenglanz eine mikroskopische Einmengung sei es in Mineralien, sei es direct in Gesteinen bildet, da erscheint er bei bester Individualisirung in der Form von dünnen, meist lichtgelblichrothen, blutrothen oder dunkelrothen Blättchen; diese Farbenverschiedenheit wird durch die abweichende Dicke erzeugt; die mitunter daneben auftretenden impellucid schwarzen Täfelchen, welche rücksichtlich ihrer Form von jenen nicht getrennt werden können, stellen dickere Individuen dar. Bemerkenswerth ist die Erscheinung, dass mitunter eine impellucid schwarze Tafel rothe stark durchscheinende Partieen von gewöhnlich unregelmässiger Begrenzung einschliesst. Die Gestalt der Eisenglanz-Lamellen ist vielfacher Ausbildung fähig: bald sind es regelmässig hexagonal begrenzte Blättchen, bald besitzen diese durch unregelmässige Ausdehnung der Randlinien einen rhombischen, oft langgezogenen Habitus; bald aber liegen auch durch gar keine geraden Linien contourirten Lamellen vor, sondern unregelmässig ausgebuchtete, förmlich fetzenähnliche Lappen; dazu gesellen sich in einzelne Striemen aufgelöste oder von Löchern durchbrochene Blättchen. Eisenglanzblättchen sind eine nicht seltene Einmengung in Mineralien, und durch ihr reichliches Vorhandensein wird röthliche Farbe oder ein eigenthümlicher Schiller hervorgerufen, z. B. im Sonnenstein, Carnallit, Cancrinit, gewissen Haüynen u. s. w.

Bekanntermassen bildet das Eisenoxyd ausser dem Eisenglanz auch das derbe, kryptokrystallinische Rotheisen, welches sich u. d. M. als röthlich durchscheinende pulverige Körnchen oder minutiöse Läppchen darstellt.

Eisenglanz und Eisenglimmer treten für sich gesteinsbildend auf. Sonst ist das Eisenoxyd weitverbreitet in den Gesteinen. Unter den Eruptivgesteinen führen namentlich die kieselsäurereicheren Glieder wie Granite, Syenite, manche Diorite, Trachyte, Andesite den Eisenglanz als selbständigen Gemengtheil, während pulveriges Rotheisen insbesondere als färbendes Pigment der hierher gehörigen

porphyrischen Gesteine, der Quarzporphyre, Porphyrite, Dacite, auch Rhyolithe auftritt, namentlich gern in Verbindung mit einer mikrofelsitischen Ausbildung der Grundmasse. Sodann spielt ferner dünnlamellarer Eisenglanz eine grosse Rolle in krystallinischen Schiefern, wie im Gneiss, Glimmerschiefer, Phyllit; die rothe Farbe der phyllitischen Schiefer wird vorwiegend durch die reichliche Gegenwart von solchen Blättchen hervorgerufen.

Titaneisen (Ilmenit).

Rhomboëdrisch, isomorph mit Eisenglanz. R{10$\bar{1}$1} = ca. 86°; in den Gesteinen meist als hexagonale (bisweilen mit Rhomboëderflächen versehene) Tafeln oder als rhomboëdrische Krystalle; die basischen Schnitte sind dreiseitig, sechsseitig, auch unregelmässig eingebuchtet und ausgezackt, während die Verticalschnitte oder die auf der hohen Kante stehenden Tafeln sich als schmale lange Leisten darstellen, welche oft zu mehreren zusammengruppirt, eine förmlich wie zerhackt aussehende schwarze Masse gestalten. Parallel der Basis erscheint wohl eine durch schalige Zusammensetzung bedingte Ablösung; auch tritt gelegentlich eine Ablösung oder Spaltbarkeit nach R hervor; beides ist bei etwas angegriffenen Individuen noch deutlicher zu gewahren. Eine trigonale Streifung auf der Basis rührt übrigens vielleicht von Zwillingslamellen her, welche parallel R eingeschaltet sind. Das Titaneisen bildet auch vielfach derbe Massen ohne jedwede krystallographische Begrenzung. — H. = 5...6; Gew. = 4,3...5, steigend mit dem Gehalt an Eisenoxyd. — In dickeren Individuen eisenschwarz, oft in braun, selten in stahlgrau geneigt, halbmetallischer Glanz, undurchsichtig. In äusserst dünner Vertheilung, in der bisweilen gegebenen Form ganz zarter, oft am Rande fein eingekerbter Blättchen (ähnlich den auch beim Eisenglanz vorkommenden) oder langgezogener feiner Striemen wird aber das Titaneisen, wie zuerst K. Hofmann für das in den Basalten des südlichen Bakony vorhandene angab, und Doss für das in syrischen Basalten enthaltene dann bestätigte, dunkler oder heller nelkenbraun durchscheinend, ja es kann bei ganz besonderer Dünne (wie z. B. in Basalten) wohl ein bräunliches oder helleres Gelb zu Stande kommen. Gustav Rose hatte schon 1869 nachgewiesen, dass die mikroskopischen Krystallausscheidungen des Titaneisens in der Boraxperle mit braunrother Farbe durchscheinend sind. An den steil im Präparat geneigten zeigt sich, wenn sie nur einigermassen durchsichtig sind, ein deutlicher Pleochroismus: braun, wenn die Basiskante zu der Polarisationsebene des Nicols senkrecht steht, ganz hellgelb in der dazu senkrechten Lage. Die Doppelbrechung ist stark und zwar derart, dass die Axe der kleineren optischen Elasticität mit der Längsrichtung der Durchschnitte zusammenfällt. — Im reinen Zustande fast gar nicht magnetisch; eine Einwirkung auf den Magneten scheint auf einer Verwachsung mit Magnetit zu beruhen.

Chem. Zusammensetzung: Nach der verbreiteteren Ansicht sind die Titaneisenerze wesentlich titansaures Eisenoxydul mit einer Beimischung von mehr

oder weniger Eisenoxyd, also $FeTiO_3 + x(Fe_2)O_3$, wobei, wenn die Werthe von x über 3 oder 4 hinausgehen, wohl schon der Übergang in Eisenglanz als erfolgt anzusehen sein dürfte. Doch gibt es auch fast ganz reines $FeTiO_3$, während andererseits ein Theil desselben durch $MgTiO_3$ ersetzt ist. Nach einer anderen minder befriedigenden Ansicht sind die Titaneisenerze isomorphe Mischungen von Titanoxyd mit Eisenoxyd, $x(Ti_2)O_3 + y(Fe_2)O_3$. — V. d. L. unschmelzbar. Mit concentrirter Schwefelsäure erhitzt gibt das Erz eine blaue Farbe, aber keine Auflösung von Titansäure; in Salzsäure oder Salpetersalzsäure ist es grösstentheils sehr schwer löslich unter Abscheidung von Titansäure; immerhin ist das Titaneisen aber nicht — wie früher vielfach geglaubt wurde — von Salzsäure unangreifbar; vom Magnetit unterscheidet es sich bezüglich der Wirkung der Salzsäure nur durch die Zeit, welche die Lösung beansprucht. Durch Schmelzen mit saurem schwefelsaurem Kali wird es vollständig aufgeschlossen; aus der Solution lässt sich die Titansäure durch Kochen fällen.

Nach Cathrein (Z. f. Kryst. VI. 1882. 244) kann scheinbar homogenes Titaneisen eine mikroskopische Verwachsung mit Rutil darstellen, woraus sich der Überschuss an Titansäure in etlichen Vorkommnissen, sowie die Störung des normalen Verhältnisses von Ti : Fe = 1 : 1 in den Analysen erklären liesse; der Rutil kann durch Anätzen mit Salzsäure blossgelegt werden. — An Titaneisenkörnern von Telemarken und Egersund beobachtete Neef innerhalb einer schwarzen Substanz zahlreiche parallele hellere Lamellen, welche mit kochender Salzsäure unter Abscheidung von Titansäure in Lösung gingen, während die schwärzere Substanz kaum angegriffen wurde; er vermuthet in den ersteren eine verhältnissmässig titansäureärmere Einwachsung (Z. geol. Ges. 1882. 470).

Sehr merkwürdige Verwachsungen von Titaneisen mit Olivin hob Streng bei seiner Beschreibung des Dolerits von Londorf hervor; hier sind Titaneisentafeln an und in die Olivinkrystalle, deren Makropinakoid parallel, gewachsen und ragen seitlich weit aus dem Olivin heraus; auf ihnen sind nach unten und nach oben wieder Olivinnadeln rechtwinkelig, d. h. parallel zum Hauptkrystall angewachsen, und auf einigen von diesen sitzen wieder rechtwinkelig Titaneisentafeln, sodass ein weitverzweigtes System regelmässiger Verwachsung der beiden Mineralien entsteht. Auch mit dem Augit geht hier das Titaneisen eine parallel $\infty \bar{P} \infty \{100\}$ erfolgende Verwachsung ein (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 198).

Sehr charakteristisch ist eine Umwandlung, welche das Titaneisen (nicht der reine Magnetit oder Eisenglanz) erleidet, und welche in der Herausbildung einer graulichweissen Substanz besteht, die mit körnigem oder faserigem Gefüge namentlich bei abgeblendetem Licht hervortritt; sie ist bald nur auf die Oberfläche des Titaneisens beschränkt, bald bildet sie einen breiteren Rand, dessen innere Umgrenzung um das noch schwarze Erz und äussere Contour allseitig parallel verlaufen; bald hat sie das Titaneisen theilweise auch schon im Inneren verdrängt, wobei, indem sie den Ablösungen nach $0R\{0001\}$ oder $R\{10\bar{1}1\}$ folgt, oft lamellare Erzpartieen, von dieser Umwandlung vorläufig noch nicht berührt, schwarz und skelettähnlich gruppirt zurückbleiben, bald ist aber auch das

ganze Korn oder die ganze Partie des Titaneisens unter Erhaltung der Umrisse in jene Substanz alterirt, welche dann an den Kanten eine gewisse Durchscheinenheit zeigt. Gümbel hatte diese trübe grauweisse Umwandlungsrinde, die um Titaneisen in diabasischen u. a. Gesteinen in weiter Verbreitung bekannt geworden war (von ihm aber als primär betrachtet wurde), mit dem Namen Leukoxen belegt (Palaeolith. Gest. d. Fichtelgebirges 1874. 22). v. Lasaulx, welcher ähnliche Umwandlungszonen auch um Rutil fand, nannte die Substanz Titanomorphit und hielt sie auf Grund einer unrichtigen Analyse Bettendorff's für das reine Calciumtitanat $CaTi_2O_5$ (Z. f. Kryst. IV. 1880. 162). Nachdem schon Fouqué und Michel Lévy (Bull. soc. géol. (3) VI. 1878. 164), sowie Hawes in dem sog. Leukoxen Titanit vermuthet hatten, ergab sowohl dieser als auch der sog. Titanomorphit sich nach der Untersuchung von Cathrein (Z. f. Kryst. VI. 1882. 244) als ein Aggregat von Titanit; nach Abzug verschiedener Beimengungen stellte sich die Zusammensetzung der reinen Substanz auf 33,26 % Kieselsäure, 41,12 Titansäure, 25,62 Kalk; ganz ausserordentlich zarte zierliche sagenitische Netzwerke und Gitter von Rutil (z. B. in einer Betheiligung von 19 %) sind häufig diesem feinkörnigen Titanitaggregat eingelagert. Nach ihm bestehen auch aus Rutil die bisweilen vorhandenen rothbraunen Umrandungen des Titaneisens, welche durch Blosslegung des präexistirenden Rutils bei der Auflösung des Titaneisens hervorgehen. Über die vermeintliche secundäre Entstehung dieser Rutilränder vgl. unten. — J. S. Diller führt aus dem Schalstein der Umgegend von Hof im Fichtelgebirge eine Umwandlung des Titaneisens in weingelbe Anataskryställchen an, welche makroskopisch auch auf den Klüften des Gesteins sitzend seit lange bekannt sind (N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 187); doch ist wohl nicht hinlänglich erwiesen, ob der Anatas direct aus dem Titaneisen, oder nicht etwa erst aus dessen leukoxenischem Umbildungsproduct hervorgegangen ist. Schon vorher hatte Neef um das Titaneisen eines Gabbrodiorits als Umwandlungsproduct ein Haufwerk stark lichtbrechender, nahezu farbloser Körnchen gefunden, »welche ihren Krystallformen nach wahrscheinlich für Anatas gelten können« (Z. geol. Ges. 1882. 487). Erwähnt mag auch werden, dass die gelblichweisse Haut, welche das in Umwandlung begriffene, 1,33 % Wasser haltige Titaneisen von Alsheda in Småland überzieht (Hydroilmenit Blomstrand's), wesentlich aus Titansäure besteht. — Wenn es darnach nicht ausgeschlossen ist, dass ein Theil des sog. Leukoxens und Titanomorphits dem Anatas angehört, so hat Popow ferner nachgewiesen, dass ein weissliches, ganz mit Leukoxen übereinstimmendes Umwandlungsproduct eines magnesiahaltigen Titaneisens aus den Schischimsker Bergen im Ural aus 58,85 % Titansäure, 40,83 Kalk, 0,58 Eisenoxydul besteht, also Perowskit ist. — Weiterhin ist auch das Titaneisen einer Umwandlung in sehr eisenreiche Carbonate fähig, wie dies in phyllitischen Schiefern vorkommt. Rosenbusch erwähnt (Mass. Gest. 1887. 189) Pseudomorphosen von einem erst in heisser Salzsäure löslichen rhomboëdrischen Carbonat nach Titaneisen als recht seltene Erscheinung in manchen devonischen Diabasen des Fichtelgebirges. — Die Angabe von G. H. Williams

(N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 265), dass in einem chloritischen Gestein vom nordamerikanischen Menomince-Fluss Titaneisen von einer lockeren Zone netzartiger Rutilnädelchen derart umgeben sei, dass dieselben seiner Ansicht nach nur als secundär aus ersterem vermittels Eisenverlustes entstanden gelten können, wurde von Cathrein dahin berichtigt, dass das Erz überhaupt kein Titaneisen, sondern leicht in Salzsäure löslicher Magnetit mit einem äusserst geringen Titangehalt sei, wobei ausserdem mit überzeugenden Gründen die primäre Einwachsung des Rutils in diesem Magnetit betont wurde (ebendas. 1888. II. 151). Doch tritt u. A. auch Lossen für die Möglichkeit eines secundären Hervorgehens von Rutil aus Titaneisen ein (Z. geol. Ges. 1888. 593). — Andererseits ist aber die Entstehung des Titaneisens aus Rutil wohlverbürgt (vgl. letzteren).

Das Titaneisen ist ein sehr weitverbreiteter Gemengtheil, welcher gewöhnlich in Begleitung oder gewissermassen als Ersatz von Eisenglanz oder Magnetit auftritt; accessorisch in Graniten und Syeniten, constanter in Dioriten, wesentlich geradezu in Diabasen, Gabbros, Augitporphyriten, Melaphyren; auch in andesitischen und basaltischen Gesteinen sehr häufig, allenthalben in diesen Eruptivgesteinen eines der ältesten Ausscheidungsproducte, wenn auch seine Verfestigung manchmal lange angedauert hat. Ferner zieht es sich durch die Reihe der krystallinischen Schiefer, als weitverbreiteter Gemengtheil in Gneissen, Glimmerschiefern, Phylliten, Amphiboliten u.s.w. — Mehrfacher Vermuthung nach gehören auch die feinstaubigen Pigmente, welche die Plagioklase der Gabbros bräunlich färben und die Interpositionen im Hypersthen grösstentheils dem Titaneisen an.

Pseudobrookit.

Unter diesem Namen beschrieb A. Koch (Min. u. petr. Mitth. 1878. 331) ein auf Klüften des Andesits vom Aranyer Berg (Siebenbürgen) mit sog. Szabóit (d. h. Hypersthen) vorkommendes Mineral, welches nach ihm eine rhombische Form der Substanz des Titaneisens sein sollte und dünne rectanguläre Täfelchen darstellt (bis 2 mm lang, 1 mm breit), die in ihrem Ansehen nicht von kleinen Brookitkryställchen unterschieden werden können. Dieselben sind nach der erneuten Berechnung und Deutung von Groth (Z. f. Kryst. III. 1879. 306) Combinationen von $\infty\bar{P}\infty\{100\}$ (besonders stark ausgedehnt und vertical gestreift), $\infty\breve{P}\infty\{010\}$, $\infty P\{110\}$ (bisweilen fehlend), $\infty\bar{P}2\{210\}$, $\bar{P}\infty\{101\}$, $\frac{1}{3}\bar{P}\infty\{103\}$, $\breve{P}\infty\{011\}$, $\breve{P}3\{133\}$, letztere beiden Formen sehr selten, ebenso wie $\infty\breve{P}2\{120\}$; das Makropinakoid bildet mit $\infty P\{110\}$ 135° 54′, mit $\infty\bar{P}2\{210\}$ 154° 9′, mit $\bar{P}\infty\{101\}$ 138° 41′. Spaltb. deutlich nach $\infty\breve{P}\infty\{010\}$; Törnebohm beobachtete auf der tafelförmigen Querfläche auch unter ca. 60° sich kreuzende Sprünge, welche einem Brachydoma entsprechen würden; vgl. noch die Messungen und Zusammenstellungen von Oebbeke in Z. f. Kryst. XI. 370; sowie diejenigen von Traube ebendas. XX. 329; nach letzterem ist $\frac{7}{2}P\{772\}$ auch sehr häufig. — H. = 6; G. = 4,98 (4,390 Cederström). Die dickeren Täfelchen sind undurchsichtig, schwarz oder dunkelbraun, etwas metallglänzend, in den Diamantglanz geneigt;

bei sehr grosser Dünne bräunlich oder rubinroth durchscheinend, von starker Lichtbrechung. Nach Lattermann ist die Basis die Ebene der optischen Axen und auf dem Makropinakoid tritt die spitze Bisectrix mit einem Axenwinkel von $2H = 84^\circ 30'$ aus. Doppelbrechung positiv und zwar hoch, so dass die ganz dünnen Blättchen im Schliff keine besonderen Polarisationsfarben mehr zeigen; $a = \mathfrak{c}$, $b = \mathfrak{a}$, $c = \mathfrak{b}$; Dispersion $\varrho < v$. Pleochroismus unbedeutend; immerhin wird der parallel c schwingende Strahl stärker als der nach b schwingende absorbirt. — Nachdem die früheren Analysen von Koch und Lattermann einen Gehalt an Eisenoxyd und Titansäure (nebst einer geringen Menge von Magnesia) ergeben, aber nicht auf eine zuverlässige Formel geführt hatten, fand A. Cederström an geeignetem Material von Havredal, welches völlig frei von Magnesia, Eisenoxydul, Kalk und Thonerde war, die Zusammensetzung eines normalen Orthotitanats von Eisenoxyd, $2(Fe_2)O_3 \cdot 3TiO_2$ oder $(Fe_2)_2[TiO_4]_3$, entsprechend 57,12 Eisenoxyd und 42,88 Titansäure; auf dieselbe Formel gelangte auch Traube (Rimbach) für den Ps. vom Aranyerberg, bei welchem der früher gefundene Magnesiagehalt somit wohl auf einer Verunreinigung durch Hypersthen beruht. Doss dagegen erhielt bei der Analyse von reinen Krystallen, welche sich auf Chamottesteinen der Sulfatöfen in einer Sodafabrik bei Schönebeck a. d. Elbe gebildet hatten, ein ganz anderes Resultat, nämlich 66,42 Eisenoxyd und 33,59 Titansäure, was sehr genau auf die Formel $(Fe_2)TiO_5$ führt; zu Gunsten dieser Formel spricht der von Doss geführte Nachweis, dass der Pseudobrookit, wenn seine Verticalaxe auf $\frac{2}{3}$ reducirt wird, mit dem Andalusit Al_2SiO_5 isomorph erscheint (Z. f. Kryst. XX. 1892. 566). — Fast unschmelzbar, löslich in Borax unter Eisenreaction, in Phosphorsalz unter Titansäurereaction. In Salzsäure nur ganz langsam zersetzbar, auch von Flusssäure unter Ausscheidung eines amorphen Titansäureskeletts; völlig löslich in einem Gemenge von Schwefelsäure und Flusssäure (2 : 1) oder von Schwefelsäure und Salzsäure. — Das Mineral findet sich nach Gonnard auch im Trachyt vom Riveau grand im Mont Dore, wo es ebenfalls von sog. Szabóit und Tridymit begleitet wird; Mügge beobachtete den Pseudobrookit in einem domitischen Gestein von Fayal, Azoren (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 196), Törnebohm in einem Augitandesit der Berings-Inseln, Doss in syrischen Basalten (Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 503), Rosenbusch in einem Amphibolandesit von Miravalles in Costarica (M. Ph. Miner. 1885. 376); Lattermann fand ihn in einer gröber struirten Varietät des Nephelinits vom Katzenbuckel, und zwar an den Stellen, wo man sonst das Titaneisen anzutreffen gewohnt ist, als ein Haufwerk rectangulärer wohlbegrenzter, tieforangebrauner Täfelchen, gleichsam verkittet durch Reste von Titaneisen (Min. u. petr. Mitth. IX. 47); Krenner entdeckte kleine Kryställchen auf einem Lavastück der Vesuv-Eruption von 1872 (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1890. I. Ref. 218); Brögger beobachtete gar oft mehrere Zoll grosse Krystalle in dem grösstentheils zu Apatit umgewandelten Kjerulfin bei Havredal im Kirchspiel Bamle (Stockh. Geol. Fören. Förh. X. 1888. 21; Cederström, Z. f. Kryst. XVII. 1890. 133); nach W. J. Lewis auch aufsitzend auf dem sog. Spargelstein (Apatit) von Jumilla in Murcia (Z. f. Kryst. VII. 1883.

180); H. Thürach gibt das Mineral auch in dem Zersetzungsschutt des Basalts und Phonoliths vom Kreuzberg in der Rhön an. — Törnebohm vermuthet, dass die braunen tafelförmigen Interpositionen im Hypersthen dem Pseudobrookit angehören, wogegen sich Doss (Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 510) erklärt, weil deren Farbe gar nicht mit derjenigen des Pseudobrookits übereinstimmt, doch hat Brögger später noch einmal dieselbe Ansicht als nicht unwahrscheinlich hingestellt.

Chromit (Chromeisen).

Regulär, in Oktaëdern; unter den mikroskopischen Kryställchen scheinen auch selten Würfel vorzukommen; derb in unregelmässigen Körnern und körnigen Aggregaten, von makro- wie mikroskopischer Grösse, in letzterer weitverbreitet. Die ganz unvollkommene oktaëdrische Spaltbarkeit tritt in der Regel nicht hervor. — H. = 5,5; G. = 4,5 . . . 4,8. Im auffallenden Licht als dickere Partikel bräunlichschwarz mit halbmetallischem Glanz, in den Fettglanz geneigt, in dünnen Schichten bräunlich und rothgelb durchscheinend, wie Fischer, Dathe und Thoulet (Bull. soc. minér. 1879. No. 2) hervorhoben, im Gegensatz zum Magnetit; dieser durchscheinende Chromit zeigt im auffallenden Licht graue und violettgraue Farbe und keinen Metallglanz. Der von Thoulet bestimmte Brechungsindex ist hoch = 2,0965, daher die Oberfläche des lichtdurchlässigen Chromits stark runzelig erscheint. Unmagnetisch, bisweilen aber magnetisch, was nach Fischer in eingesprengtem Magneteisen begründet ist. — Chem. Zus. im Allgemeinen durch die Spinell-Formel $\mathrm{R}(\mathrm{R}_2)\mathrm{O}_4$ darstellbar, in welcher R wesentlich Eisen als Oxydul und etwas Magnesium, (R_2) Chrom und Aluminium bedeutet; oft ist neben FeO viel MgO (selbst bis zu 18 %) nachgewiesen worden. Indessen ist bisweilen ein kleiner Theil des Chroms als Oxydul vorhanden und für mehrere Chromeisenerze wird zudem noch die Gegenwart von Eisenoxyd erforderlich; der Chromit ist darnach allgemein $(\mathrm{Fe}, \mathrm{Cr}, \mathrm{Mg})(\mathrm{Cr}_2, \mathrm{Al}_2, \mathrm{Fe}_2)\mathrm{O}_4$. V. d. L. unschmelzbar und unveränderlich, nur wird der nicht-magnetische im Red.-F. geglüht magnetisch; mit Salpeter geschmolzen gibt er im Wasser eine gelbe Solution, welche die Reactionen der Chromsäure zeigt. Säuren sind fast ohne Wirkung. — Der Chromit ist ein accessorischer Gemengtheil, welcher sich besonders gern in magnesiareichen Gesteinen einstellt, wie in Olivinfelsen, manchen Amphiboliten, insbesondere auch in Serpentinen. In den Eruptivgesteinen bildet er neben dem Magnetit eines der ältesten Producte der Festwerdung. In den Olivinen der Eruptivgesteine sind vielfach Kryställchen und Körnchen des Chromits von grosser mikroskopischer Kleinheit eingeschlossen; auch die hellgrünen Pyroxene der Kersantite und Minetten enthalten nicht selten braun durchscheinende Oktaëderchen, welche wohl dem Chromit (oder Picotit) angehören. Mit dem Picotit hängt er durch Übergänge zusammen. Bisweilen ist er von einem grünen Hof eines Umwandlungsproducts umgeben.

Weitere Glieder der Spinellgruppe.

Abgesehen von dem Magnetit und Chromit betheiligen sich auch noch einige andere Glieder der Spinellgruppe hin und wieder an der Zusammensetzung der Gesteine. Dieselben krystallisiren sämmtlich gewöhnlich nur im regulären Oktaëder (selten in der Combination O{111}.∞O{110}), sowie als Zwillinge nach der Oktaëderfläche; vielfach auch in unregelmässigen Körnern. Spaltbarkeit ganz unvollkommen und für die Diagnose nicht charakteristisch. Brechungsexponent wohl durchgängig hoch, am edlen Spinell von Ceylon 1,715 für Na-Licht. Die Substanz ist stets frei von Interpositionen und zeigt keine Umwandlungen. — H. = 7,5 ... 8. Farbe und spec. Gew. wechseln nach der chem. Zusammensetzung. Alle diese Spinelle sind v. d. L. unschmelzbar, und werden von Salzsäure und Flusssäure nicht merklich angegriffen, was im Verein mit ihrem spec. Gew. die Isolirung erleichtert; doch halten, wie mehrfach beobachtet wurde, ausserordentlich feine Partikelchen von Pleonast der langen Einwirkung von Flusssäure nicht Stand; bei mehrere Tage fortgesetzter Digestion verschwinden auch selbst grössere Körnchen (wogegen winzige Korundsplitterchen auch dann noch zurückbleiben). Mit saurem schwefelsaurem Kali geschmolzen werden sie vollkommen zerlegt. Hier kommen folgende Abarten in Betracht:

Schwarzer Spinell, Ceylanit, Pleonast, die dunkelgrünen und schwärzlichblauen, dunkelbraunen bis ganz schwarzen vom spec. Gew. über 3,65; sie enthalten neben Magnesia und Thonerde entweder blos Eisenoxydul oder meist ausserdem noch Eisenoxyd; diese letzteren sind daher $(Mg, Fe)(Al_2, Fe_2)O_4$. Die mikroskopischen Individuen von grosser Kleinheit sind rein grün durchscheinend. Sehr verbreitet einerseits (meist mikroskopisch und wenig regulär begrenzt) in Gneissen und deren Einlagerungen, namentlich in denjenigen, welche Cordierit und Granat führen, in denen dann dieser Spinell vielfach eingeschlossen ist. Auch zu dem Pleonast rechnete Macpherson einen mikroskopischen hellvioletten Spinell mit einem Stich ins Grünliche, aus einem gneissähnlichen Gestein der Serrania de Ronda in Spanien. Ferner spielt dieser Spinell eine Rolle als bekannte makroskopische sowie als mikroskopische Krystalle in contactmetamorphischen mergeligen Kalken, welche von Eruptivgesteinen beeinflusst wurden (Monzoni, Vesuv, Albanergebirge); besonders bemerkenswerth sind jene Vorkommnisse, deren Teller und v. John eines an dem in den Quarzphylliten von Klausen aufsetzenden Diorit-Noritstock beschrieben, wo Schmitzen und Schnüre von Pleonast (mit Andalusit, Sillimanit, Korund, Turmalin) sowohl in dem eruptiven als in dem durchbrochenen Gestein an deren unmittelbarer Grenze sich finden (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXII. 1882. 650). In contactmetamorphischem Hornfels um Granit fand ihn F. E. Müller (N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 245), in cordieritreichem Contactgestein um Tonalit W. Salomon (Z. geol. Ges. 1890. 525). Häufig ist er entwickelt in den Fragmenten von Granit u. s. w., welche vom Basalt umschlossen und umgewandelt wurden; in den vom Basalt eingehüllten Bruchstücken thonigen Sandsteins; auch als Contactproduct in den magmatisch bearbeiteten Einschlüssen

in anderen Eruptivgesteinen, z. B. den eifeler Andesiten nach den Beobachtungen von K. Vogelsang. — Als eigentlicher anscheinend primärer Gemengtheil von Eruptivgesteinen ist er recht selten, z. B. in den Elaeolithsyeniten der Caldas de Monchique im südl. Portugal (nach van Werveke), im sog. Monzonit (Augitsyenit) von Predazzo (nach Lemberg, Z. geol. Ges. 1872. 191), in den Glimmerandesiten von der Cascade de Tourci im Cantal (nach Rosenbusch). Auch in den Sanidingesteinen aus den Tuffen des Laacher Sees; in Lherzolithen Piemonts. — Grüne Spinellkörnchen fand Neef in der secundären Hornblende erratischer sog. Gabbro-Diorite aus Schweden.

Picotit, ein schwarzer dem Ceylanit genäherter Spinell, welcher in den Lherzolithen (z. B. der Pyrenäen) und in anderen olivinreichen Gesteinen, auch im Serpentin zum Theil in makroskopischer Grösse vorkommt; im Dünnschliff braun oder dunkelgelb durchscheinend, durch den blossen Anblick hier nicht von Chromit zu unterscheiden; er bildet häufiger unregelmässige Körner als scharfe Krystalle, hat H. = 8, G. = 4,08, und enthält nur 10% Magnesia, dafür über 24 Eisenoxydul, sowie unter $(R_2)O_3$ 8 Chromoxyd. Ja, der Picotit aus dem Olivingestein der Dun-Mountains in Neuseeland enthält sogar über 56% Chromoxyd und nur 12 Thonerde, dazu 14 Magnesia und 18 Eisenoxydul, weshalb er von Petersen, der ihn zugleich mit Senfter analysirte, Chrompicotit genannt worden ist; er steht eigentlich dem Chromeisen schon näher. — Aus Picotit besteht auch wenigstens ein Theil der von den Olivinen so häufig eingeschlossenen mikroskopischen Oktaëderchen.

Hercynit, ein Spinell, in welchem fast die ganze Magnesia durch Eisenoxydul vertreten ist, $Fe(Al_2)O_4$, von G. = 3,91...3,95, magnetisch, wurde von Kalkowsky als feinkörnige kleine Partieen in glimmerarmen Granuliten Sachsens gefunden; u. d. M. werden die kleinen Individuen tiefgraulichgrün durchscheinend, sehr ähnlich dem Pleonast, gegen welchen überhaupt die Abgrenzung schwierig ist (Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 533). Einen zwischen Pleonast und Hercynit stehenden Spinell beobachtete G. H. Williams in den zu der sog. Cortlandt-Series gehörigen Noriten und den angrenzenden stark gerunzelten und metamorphischen Schiefern am Hudsonfluss (N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 266).

Eisenkies, Pyrit.

Würfel und Pentagondodekaëder $\frac{\infty O2}{2}$ $(\pi\{210\})$, die Flächen des ersteren parallel den abwechselnden Kanten, die des letzteren parallel den Höhenlinien gestreift, seltener sind unregelmässige Körner. H. = 6...6,5; G. = 4,9...5,2. — Speisgelb, zuweilen bräunlich angelaufen, mit starkem Metallglanz, welcher im auffallenden Licht sehr deutlich an den pyrithaltigen Dünnschliffen hervortritt; die Farbe könnte nur mit derjenigen des Magnetkieses verwechselt werden, kehrt sonst bei anderen ebenfalls undurchsichtigen Erzen nicht wieder. Oft sind die Körner innig verwachsen mit Magnetit, Titaneisen oder Eisenglanz. Am Rande

häufig in Eisenoxydhydrat, viel seltener in röthlich durchscheinenden Eisenglanz umgewandelt, auch kommen vollständige Ersetzungen durch Eisenoxydhydrat vor. Chem. Zusammensetz.: FeS_2 mit 46,63 Eisen und 53,37 Schwefel. — Löslich in Salpetersäure unter Abscheidung von Schwefel, während ihn Salzsäure fast gar nicht angreift. — Sehr verbreitet in einzelnen Individuen und kleinen Partieen als accessorischer Gemengtheil in den verschiedensten meist nicht mehr frischen Gesteinen; derjenige in Kohlengesteinen und unveränderten klastischen Sedimenten pflegt viel rascher zu verwittern als solcher aus krystallinischen Schiefern und Eruptivgesteinen.

Magnetkies.

Hexagonal; bildet als Gemengtheil der Gesteine nur derbe Partieen und körnige Aggregate; ganz ausnahmsweise beobachtete Dathe am Magnetkies in den sächsischen Pyroxengranuliten einzelne Krystallflächen. H. = 3,5...4,5; G. = 4,54...4,64. Undurchsichtig, im auffallenden Licht bronzegelb oder Mittelfarbe zwischen speisgelb und kupferroth, tombackbraun anlaufend, stets mit deutlichem Metallglanz. — Chem. Zus. $Fe_n S_{n+1}$, mit einem Eisengehalt von 59,96—61,56 und einem Schwefelgehalt von 40,04—38,44, wenn n von 6 bis 11 geht. — Lässt sich mit dem Magneten ausziehen und ist löslich in Salzsäure unter Entwickelung von Schwefelwasserstoff und Abscheidung von Schwefel; durch diese beiden Punkte, sowie durch die Farbe vom Eisenkies unterscheidbar. Findet sich hin und wieder als accessorischer Gemengtheil, z. B. im Basalt (sofern er hier nicht, wenigstens theilweise, als fremder Einschluss aufzufassen ist), im Gabbro.

Apatit.

Hexagonal (pyramidal-hemiëdrisch); der als Gesteinsgemengtheil makroskopisch auftretende bildet isolirte kleine, meist langprismatische Krystalle von der Combination $\infty P\{10\bar{1}0\}.0P\{0001\}$, bisweilen mit $P\{10\bar{1}1\}$; Mittelkante von $P = 80^\circ\ 12'$ bis $80^\circ\ 36'$; $P:0P = 139^\circ\ 42'$ bis $139^\circ\ 54'$. Übrigens erscheint der Apatit in dem Gestein Phosphorit als körniges, faseriges und dichtes Aggregat. Spaltbarkeit prismatisch nach ∞P und basisch, beides unvollkommen. H. = 5; Gew. = 3,16...3,22; bei der Behandlung des Gesteinspulvers mit der Thoulet-schen Lösung fällt er daher meist zu Boden, kann aber von den mitfallenden Mineralien mit schwermetallischer Basis vermöge seines Mangels an Eisen durch den Elektromagneten getrennt werden. Farblos bis weiss (so die gewöhnlichsten Gesteinsgemengtheile), auch gelblich, grünlich, bläulich und violett (z. B. im Talkschiefer, körnigen Kalk). Glasglanz auf Krystallflächen, Fettglanz auf Spaltungs- und Bruchflächen; durchsichtig bis kantendurchscheinend. Doppelbrechung negativ ($c = \mathfrak{a}$), schwach; $\omega = 1,6388$, $\varepsilon = 1,6346$ für Na-Licht am Apatit von Jumilla nach Lattermann; nach Heusser $\omega = 1,649$, $\varepsilon = 1,645$; nach v. Chrustschoff $\omega = 1,6367$, $\varepsilon = 1,6343$. Im Dünnschliff gehen daher die Inter-

ferenzfarben kaum über das Weiss erster Ordnung hinaus, verbleiben meist in den graublauen Tönen. Im convergenten Licht zeigen basische Schnitte nur das Kreuz, keine Ringe. Die gefärbten Apatite sind recht deutlich pleochroitisch: die graublauen, grauvioletten, graubraunen kürzeren dickeren Säulen erscheinen in diesen Farben, wenn das Licht parallel zur Hauptaxe schwingt, fast farblos, wenn es senkrecht zur Hauptaxe schwingt; der ausserordentliche Strahl hat daher eine stärkere Absorption als der ordentliche (demnach gerade umgekehrt wie beim Turmalin); diese stärkere Absorption des ersteren zeigt sich auch schon an farblosen Apatiten. — In chemischer Hinsicht $3\,Ca_3[PO_4]_2$ nebst $CaCl_2$ und $CaFl_2$ oder $Ca_5Cl[PO_4]_3$ nebst der entsprechenden Fluorverbindung. V. d. L. nur schwer in dünnen Splittern schmelzbar; löslich in Salzsäure und Salpetersäure.

Der mikroskopische Apatit bildet als Gemengtheil von Felsarten, entsprechend der makroskopischen Ausbildung, meistens unverhältnissmässig lange und schmale farblose Nadeln von scharf sechsseitigem Querschnitt, welcher wegen des hohen Brechungsindex gewöhnlich eigenthümlich grell erscheint, auch kurze dicke gedrungene Prismen ($\infty P . 0P . P$), z. B. in manchen Trachyten, auch in vielen Gabbros, ferner rundliche bis langeiförmige Körner ohne oder fast ohne krystallographische Begrenzung (namentlich in krystallinischen Schiefern). Hin und wieder ist durch Corrosion die Oberfläche mit Runzeln oder unregelmässigen Vertiefungen bedeckt. Besondere Wachsthumserscheinungen sind Verdickung oder Verdünnung an einem Ende, mehrmals abwechselnde Dicke, scepterförmige Krystalle, dickere Apatite, an deren beiden Enden ein ganz dünnes pfriemenförmiges Individuum in paralleler Stellung aufsitzt. Eine Querabsonderung lässt längere Säulen oft in einzelne Glieder zerfallen, die auseinandergelöst, auch wohl gegenseitig verschoben sind. Apatite sind oft zahlreich zu bandartigen Parallelaggregaten aneinandergereiht, welche, wenn sie quergeschnitten sind, zierliche Ketten bilden. — Die Apatite treten ebensowohl als selbständige Gemengtheile auf, wie auch eingewachsen in und durchgewachsen durch andere grössere Krystalle (insbesondere Magnesiaglimmer, Augit, Hornblende), in denen sie förmlich wie Stecknadeln stecken; gewiss darf man daraus auf die verhältnissmässig sehr frühe Ausscheidung dieses Gemengtheils schliessen. Nadeln und Körner von Apatit finden sich häufig vorwiegend an gewissen Stellen des Gesteins, mit anderen ebenfalls älteren Ausscheidungen, wie Zirkon, Magnesiaglimmer, Magnetit, Titanit förmliche Nester bildend.

Oft sind die Apatitprismen nicht rein und homogen, sondern enthalten in sich eine fein staubähnliche, vorzugsweise längs der Hauptaxe angeordnete grauliche oder gelbliche Materie. Während die winzigen Körperchen, aus denen dieselbe besteht, grösstentheils zu klein sind, um selbst bei stärkster Vergrösserung ihrer Natur nach erkannt zu werden, ergab es sich durch das Studium einiger grösserer Krystalle, dass dieselben gebildet werden können aus dunkeln bräunlich durchscheinenden Nädelchen, aus soliden schwarzen rundlichen Körnchen (vielleicht Magnetitpartikel oder die Durchschnitte jener Nädelchen), aus schmal umrandeten Glaseinschlüssen mit unbeweglichen Bläschen, aus länglichen cylin-

drischen leeren Hohlräumen, endlich aus rundlichen Hohlräumen, welche eine Flüssigkeit und eine bewegliche Libelle enthalten. Die grösseren Interpositionen mit einer Längsaxe liegen damit fast immer untereinander und zwar mit der Hauptaxe der Apatitkrystalle streng parallel. Apatit im Amphibolit von Senftenberg umschliesst Flüssigkeitspartikel, Hornblende und Granat, der aus Quarzporphyr von Recoaro zufolge v. Foullon parallel den Prismenflächen angeordnet opake Einschlüsse von dunkelblauschwarzer Farbe und schwach metallischem Glanz. Nach Blaas wird in persischen Trachyten die fast schwarze Farbe der sehr grossen Apatite durch langgestreckte schmale Einschlüsse gelblichen Glases hervorgebracht; es sind wirklich solide Körper, denn sie bleiben, wenn man den Apatit im Dünnschliff mit einer Säure behandelt, als Haufwerk langer Nadeln ungelöst zurück. Unmöglich wäre es nicht, dass unter den mikroskopischen Interpositionen des Apatits in den Gesteinen sich auch das Ceroxydphosphat Kryptolith fände, welches Wöhler als blassweingelbe mikroskopische Nädelchen in dem mit verdünnter Salpetersäure behandelten derben Apatit von Arendal entdeckte. — Die feinausgebildete staubähnliche Materie tritt bisweilen nur als fleckenähnliche Partieen in der sonst reinen Apatitsäule auf, andererseits häuft sie sich wohl aber auch im Inneren zu einem fast opaken schwarzen hexagonal-prismatischen Kern (Seele) mit scharfer Umgrenzung an, oder findet sich deutlich zonenweise vertheilt. — Irische Granite von Leinster führen nach Sollas Apatite mit blassviolettem Kern und farbloser, bisweilen zonar struirter Hülle. Doss fand in einem syrischen Basalt, dass die Apatitkrystalle von gedrungener Gestalt in ihren Längsschnitten im Kern eine andere Polarisationsfarbe besitzen, als in der Hülle, oder dass in einem Krystall verschiedene Partieen von abweichender Polarisationsfarbe auftreten; er ist geneigt, den Grund davon in verschiedener chemischer Zusammensetzung zu sehen. Es erinnert dies an eine Angabe v. Lasaulx's, dass in einem Diabase »viele Apatitprismen eine aus anderer Substanz bestehende Axe zeigen, die besonders deutlich sichtbar wird, wenn man zwischen gekreuzten Nicols die Apatitquerschnitte (soll heissen »Längsschnitte«) auf Dunkel einstellt; dann treten diese Axen lebhaft hell und farbig hervor, so dass man die Substanz derselben für Quarz halten möchte, der dann natürlich mit dem Apatit nicht die gleiche Orientirung besitzt«.

Bei einiger Übung wird man die Schnitte der meist kurzen und dicken Individuen des Nephelins mit seinem viel niedrigeren Brechungsexponenten nicht mit den längeren Prismen des Apatits verwechseln. Über eine mikrochemische Reaction auf Apatit vermittels einer concentrirten salpetersauren Lösung von molybdänsaurem Ammoniak vgl. S. 118; beim Nephelin erhält man in diesem Falle ein negatives Resultat. Bringt man stark concentrirte Salzsäure auf einen Nephelindurchschnitt, so zersetzt sich derselbe unter theilweiser Lösung und in dem entstandenen Raume bilden sich kleine farblose Chlornatrium-Würfelchen, eine Reaction, welche bei Apatit nicht eintreten kann.

Die Apatite gehören zu den Gemengtheilen, welche den die Zersetzung der Felsarten bewirkenden Agentien am längsten Widerstand leisten: selbst in

beträchtlich umgewandelten Gesteinen und wo sie in durch und durch molekular veränderten Hornblenden und Augiten sitzen, haben sie ihre Klarheit und Grelligkeit oft noch gar nicht eingebüsst.

Apatit, zumeist in mikroskopischen Dimensionen, muss zu den allerverbreitetsten Gemengtheilen der krystallinischen Gesteine gezählt werden, wenn er auch in allen nur accessorisch und in den meisten nur sehr spärlich vorkommt. Dabei verdient bemerkt zu werden, dass er sich durch die ganze Reihe von mineralogisch und chemisch grundverschieden beschaffenen eruptiven Felsarten hindurchzieht, angefangen bei den kieselsäurereichsten mit Quarz und Orthoklas bis hinunter zu den kieselsäureärmsten: in Graniten, Quarzporphyren, Rhyolithen, Syeniten, Trachyten, Dioriten, Andesiten, Melaphyren, Diabasen, Basalten, in Leucit- und Nephelingesteinen, in den ältesten, wie den jüngsten; in dieser Eigenthümlichkeit kommt ihm nicht einmal das Magneteisen gleich. Nicht minder auch in krystallinischen Schiefern, in Gneissen, Glimmerschiefern, Hornblendeschiefern u. s. w. Im Allgemeinen scheint er unter den Eruptivgesteinen in den basischeren, und unter den krystallinischen Schiefern in den feldspathführenden relativ reichlicher zu sein.

Monazit.

Monoklin; $\beta = 76^\circ 14'$; $\infty P\{110\} = 93^\circ 23'$; $P\infty\{011\} = 96^\circ 18'$. Krystalle meist kurz prismatisch oder dick tafelförmig nach dem Orthopinakoid, an den Enden vorwiegend durch $\pm P\infty\{101\}$ und $P\infty\{011\}$ begrenzt. Seltene Zwillinge, sowohl nach dem Orthopinakoid, als nach der Basis; gewöhnlich in unregelmässigen Körnern. Spaltb. basisch vollkommen, nach dem Orthopinakoid minder vollkommen. H. = 5 . . . 5,5; G. = 4,9 . . . 5,25. Röthlichbraun, in den kleinen Individuen topasgelb, schwach fettglänzend, durchscheinend. Die Ebene der optischen Axen steht senkrecht auf dem Klinopinakoid, die spitze Bisectrix liegt im stumpfen Winkel ac und bildet mit der Verticalaxe einen Winkel von 4°—5°; $b = \mathfrak{b}$. Scheinbarer Winkel der optischen Axen 25°—29° für Roth. Stark lichtbrechend, auch von beträchtlicher Doppelbrechung; Pleochroismus kaum hervortretend. — Chem. Zus. der reinsten Varietäten: neutrales Orthophosphat von Ceroxyd und Lanthanoxyd (auch Didymoxyd), $(Ce, La, Di)_2[PO_4]_2$; der Gehalt an Phosphorsäure beträgt ungefähr 28—29 %; in einigen Varietäten wird das Ceroxyd hauptsächlich von Didymoxyd begleitet, andere halten eine nicht unbeträchtliche Menge von Thorerde. V. d. L. schwer schmelzbar; mit Schwefelsäure befeuchtet färbt er die Flamme grün; in Salzsäure löslich mit Hinterlassung eines weissen Rückstandes. — Selten in Graniten und Pegmatiten (Slatoust, Schreiberhau, Schüttenhofen). Nachdem schon früher in brasilianischen Sanden stellenweise eine grosse Menge gelber glänzender Monazitkörnchen gefunden war, that O. A. Derby durch Schlämmprocesse, die an verwittertem Gesteinsschutt und gepulvertem anstehendem Gestein vorgenommen wurden, sowie auf mikrochemischem Wege dar, dass Monazit auch (meist neben Zirkon) an einer ganzen Menge von Punkten in der langen brasilianischen Küstenkette von Gneiss vorhanden ist, sich ferner in den

dortigen granitischen Gangmassen (z. B. Serra de Tijuca bei Rio, Serra de Tinguá u. s. w.), sodann in einem rothen Syenit der Serra do Jauba (Prov. Bahia) findet (Amer. journ. of sc. XXXVII. 1889. 109). Charakteristisch für das Mineral ist neben dem hohen spec. Gewicht und der Farbe die mikrochemische Reaction auf Phosphorsäure und Cer.

Kalkspath (Calcit) und andere rhomboëdrische Carbonate.

Rhomboëdrisch, $R\{10\bar{1}1\} = 105^\circ 5'$; wo er in der Gesteinsmasse selbst, nicht etwa in Spalten und Höhlungen auftritt, bildet er keine um und um regelmässig begrenzten Krystalle, sondern unregelmässige Körner, Blättchen und Schüppchen, sowie Aggregate derselben, ferner die radialfaserigen Aggregate der Oolithe. An den Körnern tritt sehr bezeichnend die vorzügliche Spaltbarkeit nach dem Grundrhomboëder $R\{10\bar{1}1\}$ hervor, welche sich im Präparat durch die Gegenwart zahlreicher und scharfer Risse geltend macht, deren Durchkreuzungswinkel natürlich von der Richtung des Schnitts abhängt; steht die Spaltbarkeit schief zu der Schliffläche, so zeigen sich häufig längs der Spaltrisse Newtonsche Farben als Interferenzerscheinung. Zwillingsbildungen nach $-\frac{1}{2}R\{01\bar{1}2\}$ sind an den Kalkspathkörnern sehr weit verbreitet und für dieselben in hohem Grade charakteristisch; vgl. über dieselben, sowie über das Verhältniss von Kalkspath und Dolomit bezüglich dieser Zwillingsbildung die specielleren Angaben bei körnigem Kalkstein und Dolomit.

H. = 3; spec. Gew. = 2,72 (Dolomit, 2,85 . . . 2,95, ist schwerer, Aragonit (2,95) noch schwerer). Farblos, doch manchmal graulich, gelblich, bräunlich durch Pigmentirung vermittels organischer Substanzen oder Eisenoxydhydrat. Sehr starke negative Doppelbrechung, $\omega = 1,6585$, $\varepsilon = 1,4863$ für Linie D. Die Interferenzfarben sind deshalb bei gekreuzten Nicols relativ recht hoch, bewegen sich aber bei denjenigen Körnern, welche die übliche Präparatendicke besitzen, gewöhnlich in den wenig intensiven Tönen dieser höheren Ordnungen, und so kommt es, dass gerade die allerdünnsten Schüppchen die brillanteren Farben der niedrigeren Ordnungen aufweisen und die feinsten durch das Gestein hindurchgestreuten Calcitpartikelchen wie ein blitzender Staub hervorleuchten. Die Lichtbrechung an sich ist, wie man sieht, nicht hoch, daher die Schnittoberfläche glatt und fast ohne Relief. Im convergenten polarisirten Licht geben schon sehr dünne basische Schnitte die bekannte charakteristische Interferenzfigur, radialstrahlige und faserige Aggregate in entsprechenden Schnitten ebenfalls die Interferenzfigur negativer einaxiger Krystalle. Ist auch wegen der Farblosigkeit kein Pleochroismus wahrzunehmen, so zeigt sich doch in etwas dickeren Schnitten deutlich, dass O stärker als E absorbirt wird.

Calciumcarbonat, $CaCO_3$ mit 56 Kalk und 44 Kohlensäure, gewöhnlich mit kleinen Beimischungen der isomorphen Carbonate von Mg, Fe oder Mn. V. d. L. unschmelzbar. Mit Salzsäure benetzt braust er sehr lebhaft, auch löst er sich, ohne pulverisirt zu sein, bereits in kalten Säuren, ja schon in Essigsäure und

verdünnter Salzsäure. Im Gegensatz dazu verhält sich der sonst äusserlich ähnliche Dolomit so, dass er mit kalter Salzsäure (oder Essigsäure) gar nicht oder nur sehr wenig aufbraust und sich nur in erwärmter Salzsäure vollständig und unter starker Effervescenz auflöst. Über Lemberg's und G. Linck's Methoden ganz reinen Kalkspath von magnesiahaltigem zu unterscheiden, vgl. S. 124.

Der ausserordentlich weit verbreitete Kalkspath bildet für sich allein oder fast allein die verschiedenen Arten der Kalksteine und Marmore, betheiligt sich an der Zusammensetzung der Mergel, kalkigen Sandsteine, Kalkglimmerschiefer, Kalkthonschiefer u. s. w. In Eruptivgesteinen tritt er hin und wieder, z. B. in Kersautiten, Minetten, Graniten als Körner auf, welche nach ihrem Vorkommen anscheinend nicht von den übrigen primären Gemengtheilen getrennt werden können, aber doch wohl erst später entstanden sind. Im übrigen erscheint er in den Eruptivgesteinen und zwar vorwiegend in den basischeren in solcher Form und Vertheilungsweise (als Ausfüllung von Hohlräumen und Klüften, als Staub durch das zersetzte Gestein zerstreut), dass seine secundäre Natur nicht zweifelhaft sein kann; er hat sich dann entweder aus den Gemengtheilen des Gesteins selbst herausentwickelt — wie auch deutliche und vollkommene Umwandlungspseudomorphosen von Kalkspath z. B. nach kalkhaltigem Plagioklas oder Augit gefunden werden — oder ist wohl in selteneren Fällen von aussen her in das betreffende Gestein infiltrirt worden.

Über den Dolomit vgl. das Gestein Dolomit. — Der Eisenspath, $FeCO_3$, erscheint, abgesehen von seinem Auftreten als Gesteinsmasse (vgl. diese), hin und wieder in etwas zersetzten Gesteinen als mikroskopische radialfaserige oder -strahlige Aggregate von geringerer Pellucidität und graulichgelblicher Farbe. — Über Gyps, Anhydrit, Steinsalz, Flussspath vgl. die betreffenden Gesteine.

Graphit.

Hexagonal und zwar rhomboëdrisch, als gesteinsbildendes Mineral meist derb, in blätterigen und schuppigen sehr leicht basisch spaltbaren Aggregaten, in mikroskopischer Kleinheit als einzelne meist rundlich gestaltete Schüppchen, Scheibchen und Körnchen, auch als verästelte Aggregate; bisweilen sind an den Blättchen deutlich scharfe hexagonale Contouren zu sehen; die senkrecht stehenden erscheinen als Stäbchen oder Leistchen. Eisenschwarz, im auffallenden Licht etwas metallglänzend, auch als allerfeinste Stäubchen gänzlich undurchscheinend. — H. = 0,5...1; Gew. im völlig reinen Zustande 2,23...2,26. — Chemisch: Kohlenstoff (nach W. Luzi's Analysen frei von Wasserstoff), gewöhnlich mit etwas Eisenverbindungen gemengt, oft durch Kieselsäure, Kalk und andere Stoffe verunreinigt. — Unlöslich in Säuren. Äusserst schwierig verbrennlich. — Der Graphit bildet einerseits fast rein oder mit geringen Mengen anderer Mineralien vermengt ein Gestein, mit Quarz den Graphitschiefer; als accessorischer Gemengtheil in krystallinischen Schiefern und Kalksteinen, manchmal wie in gewissen Glimmerschiefern schon dem blossen Auge hervortretend,

häufiger als ausserordentlich fein vertheiltes Pigment, so vermuthlich in Phylliten; vielleicht auch in den ältesten Thonschiefern. Hier ist er durch den blossen Anblick manchmal nur schlecht von dem Magnetit oder von Kohlepartikeln zu unterscheiden. An grösseren Graphitpartieen tritt wohl die Blätterigkeit hervor, auch pflegt die Oberfläche glatter als beim Magnetit zu sein. — Im Contact mit Eruptivgesteinen z. B. Graniten ist die kohlige Substanz von normalen Sedimentgesteinen in hexagonale Täfelchen, auch Blättchen, Scheibchen, Körnchen von Graphit verwandelt worden, dessen Natur von Beck und Luzi (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 29) sichergestellt wurde; die Contactmineralien, wie Andalusit, Chiastolith, Cordierit, Granat, Quarz sind damit oft reichlich, zumal im Centrum erfüllt.

Durch Luzi wurde der sehr bemerkenswerthe Nachweis geliefert, dass die verschiedenen sog. Graphite sich ganz abweichend verhalten, wenn man das gröbliche Pulver oder kleine Stückchen auf einem Platinblech mittels eines Glasstabs mit concentrirter rother rauchender Salpetersäure durchfeuchtet und hierauf das Platinblech direct in der Flamme eines Bunsenbrenners glüht. Bei einem Theile der sog. Graphite entstehen dabei lange moos- und wurmförmige Aufblähungsgebilde (selbst über 2 cm dick und 20 cm lang beobachtet, wobei der Graphit über das hundertfache des Volums aufgebläht war); sie sind graphitgrau, metallisch glänzend, quergerunzelt und von lamellarer Structur, dabei äusserst leicht und plastisch. Ein anderer Theil der Graphite zeigt diese Erscheinung nicht nur nicht, sondern kleine Stückchen zerfallen nach dem Durchfeuchten mit der Säure sogar oftmals zu einer Art Schlamm. Dieser Gegensatz spricht sich schon bei mikroskopischen Partikelchen aus. Unterschiede sei es in dem specifischen Gewicht oder der chemischen Zusammensetzung zwischen den so abweichend sich verhaltenden Graphiten lassen sich nicht erkennen. Luzi nennt diejenigen Vorkommnisse, welche die Aufblähungsreaction mit Salpetersäure geben, *Graphit* (z. B. Ticonderoga, Ceylon, aus körnigem Kalk und Gneiss von Pfaffenreuth, Buckingham in Canada, Bamle in Norwegen, Marbach in Niederösterreich, aus Gneiss von Skutterud), diejenigen, bei welchen sie ausbleibt, *Graphitit* (z. B. von Passau, drei sibirische, aus Chiastolithschiefer von Burkhardtswalde in Sachsen, Colfax-County in New-Mexico, Altstadt in Mähren, Storgård in Finnland, Levigliani in den Apenninen). Auch der sog. Graphit, in welchen der bei Luftabschluss sehr stark erhitzte Diamant nach G. Rose übergeht, gehört zu dieser zweiten passiven Kategorie. Während der Graphit stets krystallin ist, hat der Graphitit eine krystallisirte (z. B. in Sibirien) und eine amorphe (z. B. Wunsiedel, Storgård) Modification. Graphit und Graphitit liefern einem Oxydationsgemisch von Kaliumchlorat und concentrirtester Salpetersäure gegenüber beide ein Oxydationsproduct (sog. Graphitsäure, Graphitoxyd und Graphititoxyd (Luzi, Beitr. z. Kenntn. des Graphitkohlenstoffs; Inaug.-Diss. Leipzig 1891; Ber. d. chem. Ges. XXIV. 1891. 4085; XXV. 1892. 214. 1379).

Ausser dem Graphit (und Diamant) kommt der *Kohlenstoff* auch amorph in Gesteinen vor. Als »äusserstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe«

bezeichnete v. Inostranzeff eine schwarze, diamantartig-metallglänzende Kohle von dem n.-w. Ufer des Onega-Sees, nach dem Fundort später Schungit genannt, wo dieselbe nach ihm zur huronischen Formation gehört; sie ist härter als Anthracit (3,5...4) und spec. schwerer (frisch 1,84, nach dem Trocknen 1,98) und enthält nur 0,43 Wasserstoff, 0,43 Stickstoff, keinen Sauerstoff, ist also procentarisch noch reicher an Kohlenstoff, als die Anthracite; sie liefert keine Graphitsäure oder Graphitoxyd, verhält sich also in dieser Hinsicht zwar wie amorpher Kohlenstoff, unterscheidet sich aber dadurch von Luzi's amorpher Modification des Graphitits, welcher jenes Oxydationsproduct ergibt; verbrennt nur ausserordentlich schwierig (viel schwieriger noch als Graphit) bei starkem Sauerstoffzustrom mit blendend weisser Flamme (N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 97; auch 1886. I. 92). — Sauer führt an, dass dieselbe Substanz auch als russartig lockere Überzüge auf den Schichtflächen, sowie auch feinvertheilt und in grösseren Butzen im Gesteinsgemenge innerhalb der oberen Abtheilung der erzgebirgischen Glimmerschieferformation vorkommt und weder Graphit noch Anthracit ist; der verbrennbare Theil gibt auf 100 berechnet 99,76 Kohlenstoff und 0,24 Wasserstoff (Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 441); er schlägt vor, sie Graphitoid zu nennen, ein Name, den v. Inostranzeff wenig passend findet (N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 92). Doch ist Sauer's Graphitoid im Gegensatz zu v. Inostranzeff's Schungit »verhältnissmässig schnell im Bunsen'schen Brenner verbrennbar«. Auch die reichliche kohlige Substanz eines carbonischen ottrelithführenden Paragonitschiefers aus dem Val Medels sowie diejenige in belemnitenführenden schwarzen Bündner Schiefern möchte C. Schmidt als Graphitoid bezeichnen. — Wie bereits 1835 Joh. Nepom. v. Fuchs erkannte, gehört auch der sog. Graphit von Wunsiedel im Fichtelgebirge zum amorphen Kohlenstoff; seine Farbe ist dunkelbleigrau, sein G. = 2,207 bei 4° C. nach Sandberger; er ritzt sehr deutlich den grossblätterigen Graphit von Ceylon (H. = 3), verbrennt auch in der Gasflamme viel langsamer als letzterer; bildet einerseits im körnigen Kalkstein matte Überzüge von pulveriger Beschaffenheit, andererseits im Kalkstein unzählige eckige höchstens erbsengrosse Bröckchen von schaliger Zusammensetzung, welche als dünne schwärzliche Zwischenlagen erscheinen; häufig wird die Substanz von einer schmalen deutlich blätterigen Hülle von licht bleigrauem viel weicherem echtem Graphit umgeben. Sandberger nennt das Vorkommniss Graphitoid; Luzi zählt dasselbe, weil es zwar in der That amorph ist, aber im Gegensatz zum Schungit oder Graphitoid bei der Oxydation Graphititoxyd liefert, zum amorphen Graphitit (Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 202; Gümbel, Geogn. Beschr. d. Fichtelgeb. 340).

Neben den wohlerkennbaren und unbedenklich mit einem makroskopisch bekannten Mineral zu identificirenden mikroskopischen Gemengtheilen gibt es in den Gesteinen auch andere mikroskopische Körper, welche vorzugsweise wegen des Mangels an genau charakterisirenden Merkmalen ihrer mineralischen Natur nach mehr oder weniger zweifelhaft sind. Von ihnen hat Vogelsang (Archives

Néerlandaises Tome VII. 1872; auch Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 529) drei der am häufigsten vorkommenden mit besonderen vorläufigen Aushülfsnamen zu bezeichnen vorgeschlagen: Opacit, schwarze, ganz opake irreguläre Körner oder Schuppen, manchmal begleitet von Magneteisen, aber gewöhnlich leicht davon zu unterscheiden und sich oftmals als metamorphische Producte nach anderen Mineralien darbietend. Diese Körperchen können sehr verschiedene Substanz sein: erdige Silicate, chemisch vielleicht glimmerähnlich, amorphe Metalloxyde, besonders Oxyde und Oxydhydrate von Titan oder Mangan, schwarze Eisenverbindungen, Graphit, Kohle u. s. w. — Ferrit, amorphe erdige, gelb, roth oder braun in den verschiedensten Nüancen gefärbte Substanzen, in denen man nicht selten Pseudomorphosen nach Eisenverbindungen erkennt. In den meisten Fällen bestehen diese rostfarbenen Stoffe zweifellos aus Eisenoxyd im wasserfreien oder wasserhaltigen Zustande; aber die Identificirung mit einem bestimmten Mineral ist gewöhnlich nicht ausführbar. — Viridit, grüne und durchscheinende Gebilde in Form von schuppigen oder faserigen Aggregaten, welche namentlich als Umwandlungsproducte nach Hornblende, Olivin u.s.w. häufig vorkommen. Ihre Zusammensetzung ist gewiss nicht immer dieselbe; der Hauptsache nach werden es Eisenoxydul-Magnesia-Silicate sein, und meist gehören wohl die Schüppchen einem chloritartigen, die Fasern einem serpentinähnlichen Mineral an. — Diese Namen beanspruchen nur die Bedeutung bequemer Abkürzungen und sollen als subsidiäre Bezeichnungen blos so lange ihren Dienst leisten, bis die eigentliche mineralische Natur der in Rede stehenden Substanzen erkannt ist.

Anhang: Künstliche Nachbildung der petrographisch wichtigeren Mineralien.

Aus der grossen Reihe der Versuche, Mineralien künstlich nachzubilden, seien im Folgenden diejenigen zusammengestellt, welche sich auf die an den Gesteinen hauptsächlich betheiligten beziehen. Die Versuche beruhen im Allgemeinen darauf, dass entweder die Elemente direct oder indirect zu einer Mineralverbindung zusammengefügt, oder andererseits die Bedingungen erfüllt werden, unter denen eine bereits existirende Verbindung feste Krystallform anzunehmen bestrebt ist. Es ist einleuchtend, dass die Darstellung eines krystallisirten Minerals künstlich sehr wohl nach einer bestimmten Methode erfolgen kann, ohne dass dasselbe in den Gesteinen auf demselben Wege entstanden zu sein braucht. Ja in sehr vielen Fällen gestattet das Vorkommen und die Vergesellschaftung eines Minerals in den Gesteinen, sowie die für die letzteren selbst erkannte Bildungsweise es überhaupt nicht, zur Erklärung der Entstehung des Minerals denjenigen Weg in Anspruch zu nehmen, auf welchem man es bis jetzt durch das Experiment nachzuahmen vermochte. — Hinzugefügt sind einige Wahrnehmungen über die unbeabsichtigte Entstehung dieser Mineralien in Kunstproducten.

Ausser den angegebenen Abhandlungen vgl. für dieses Gebiet:

Koch, Beiträge zur Kenntniss krystallinischer Hüttenproducte. Göttingen 1822.
Hausmann, Beiträge zur metallurgischen Krystallkunde. (Abhandl. K. Ges. d. Wiss. zu Gött.) Göttingen 1850; Neue Beiträge ebendas. 1852.
A. Gurlt, Übersicht der pyrogeneten künstl. Mineralien, namentl. der krystallisirten Hüttenerzeugnisse. Freiberg 1857.
K. C. v. Leonhard, Hüttenerzeugnisse u. a. auf künstlichem Wege gebildete Mineralien als Stützpunkte geologischer Hypothesen. Stuttgart 1858.
C. W. C. Fuchs, Die künstlich dargestellten Mineralien; gekrönte Preisschrift. Haarlem 1872.
Daubrée, Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris 1879.
Fouqué et Michel Lévy, Synthèse des minéraux et des roches. Paris 1882.
L. Bourgeois, Reproduction artificielle des minéraux. Paris 1884.
J. H. L. Vogt, Studier over Slagger. Bihang till K. svenska Vet.-Akad. Handling. Bd. IX. No. 1. 1884.
J. H. L. Vogt, Beiträge zur Kenntniss der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulkanischen Ergussgesteinen. Kristiania, 1. Heft. 1892.

Für den Quarz ist kein unzweifelhaftes Beispiel einer vor unseren Augen erfolgten Bildung desselben aus silicatischem Schmelzfluss auf pyrogenem Wege bekannt; nur H. E. Benrath berichtet, bei den Entglasungsversuchen von Kalknatrongläsern Quarz als sehr kleine säulenförmige Krystalle erhalten zu haben (Beiträge z. Chemie d. Glases; Inaug.-Diss. Dorpat 1871; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1872. 228). — Aus anderen künstlichen Schmelzflüssen ist jedoch die Krystallisation des Quarzes gelungen; so löste Hautefeuille amorphe Kieselsäure in einem Schmelzfluss von Natriumwolframiat (oder Lithiumwolframiat) bei ungefähr 900° und erhielt messbare Quarzkrystalle, welche auch entstanden, als in derselben Weise schmelzflüssige Lösungen von Alkaliphosphaten und Fluoralkalien angewandt wurden (Comptes rendus, Bd. 86. 1878. 1133; Bd. 93. 1880. 686). Parmentier gelang derselbe Versuch mit Natriummolybdat. Hautefeuille und Margottet erhielten ferner Quarzkrystalle ebenso aus einem schmelzflüssigen Gemenge von Chlorlithium und Lithion bei dunkler Rothgluth (Comptes rendus, Bd. 93. 1880. 636; Bull. soc. minér. IV. 1881. 244).

Experimentell ist die künstliche Bildung von Quarz vermittels Wasser in höherer Temperatur gelungen. Schafhäutl theilte schon im Jahre 1845 mit, dass er Quarz im papinischen Topf, in welchem er frisch gefällte Kieselsäure gelöst hatte, beim Verdunsten nach 8 Tagen als $\infty P\{10\bar{1}0\}.P\{10\bar{1}1\}$ krystallisirt erhalten habe (Münchener gelehrte Anzeigen 1845. 557). Ebenfalls vermochte de Sénarmont Quarz darzustellen, indem er Kieselsäure im Zustande des Ausscheidens in Wasser löste, das mit Kohlensäure angeschwängert oder besser noch mit verdünnter Salzsäure versetzt war, und eine solche Lösung in verschlossenen Gefässen langsam bis auf 130°—300° erhitzte (Annales de phys. et de chim. (3) XXVIII. 1849. 693). — Auch v. Chrustschoff erhielt 1873 in ähnlicher Weise, indem wässerige dialysirte Kieselsäure (Hydrosollösung) im zugeschmolzenen Rohr 10—14 Tage lang bis auf 250° erhitzt wurde, einen Niederschlag (spec. Gew. etwa 2,66...2,79), welcher bei 300facher Vergrösserung deutlich hexagonale Prismen mit pyramidalen Endigungen zeigte (Min. u. petr. Mitth. VI. 536);

später gewann er bis zu einigen Millimetern lange Quarzkrystalle (P.∞P); vgl. Bull. soc. min. X. 1887. 31, auch N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 205.

Daubrée schloss bei seinen berühmten Experimenten Wasser in ein Glasrohr ein und setzte dasselbe, in ein dickwandiges Eisenrohr rundum eingehüllt, mehrere Wochen oder Monate einer Temperatur von 320° aus; schon nach einer Woche war das Glas in eine kaolinähnliche Masse umgewandelt, die unter der Loupe aus Quarzpyramiden und unzähligen wasserhellen Wollastonitnadeln bestand. — Friedel und Sarasin erhitzten in einem geschlossenen, innen mit Kupfer ausgekleideten Stahlrohr ein Gemenge von Kali, Thonerde und gallertartiger Kieselsäure (letztere im Überschuss) bei Gegenwart von Wasser bis zu einer Temperatur unter dunkler Rothgluth, und erhielten nach Verlauf von 14—38 Stunden zahllose sehr regelmässige Quarzkryställchen (∞P.P, auch mit steileren Rhomboëdern), bisweilen bis 0,5 mm lang, 0,1 mm breit; Bull. soc. min. II. 1879. 113. — Weiterhin stellte Friedel künstliche Quarzkrystalle bis 0,1 mm Länge dar (∞R.±R, auch mit steileren Rhomboëdern, sowie Zwillinge nach $\frac{8}{9}$P2{44$\bar{8}$9}) durch Erhitzen auf 500° von Kieselfluorkalium mit kieselsaurem Natron in solchem Verhältniss, dass beide Salze nahezu gleiche Mengen von Silicium enthielten (Bull. soc. minér. XI. 1888. 29). Vgl. ferner S. 441.

Maschke überhitzte Natronsilicatlösung in einer Glasröhre, wobei durch Lösung von Kieselsäure sich ein kieselsäurereicheres Natron bildete, welche Verbindung sich beim Erkalten unter Ausscheidung von freier Kieselsäure wieder in ein kieselsäureärmeres Natron verwandelte; er gibt an, dass sich bei 180° C. und darüber diese freie Kieselsäure als Quarz ausscheidet, unterhalb 180° zuerst als Tridymit, dann als krystallisirtes und endlich als amorphes Kieselsäurehydrat in hintereinanderfolgenden Temperaturgrenzen; aus seinen Experimenten schloss er, dass »sich Quarz unter keinen Umständen bei gewöhnlicher oder wenig erhöhter Temperatur und bei gleichzeitig vorhandenem gewöhnlichem Druck aus wässerigen Lösungen zu bilden vermag« (Poggend. Annal. CXLV. 549). Knop hob dagegen hervor, dass die oftmalige und vielfache Abwechslung von Quarz- und Opalsubstanz in den Achaten, sowie die innige Mengung dieser Substanzen im Chalcedon und Feuerstein bei der Richtigkeit jenes von Maschke angeführten Ergebnisses ganz unbegreiflich erscheinen müsse (Neues Jahrb. f. Min. 1874. 282).

W. Bruhns wies darauf hin, dass Quarzkrystalle bei Gegenwart von Fluor ausserordentlich leicht zu erhalten sind: es bedarf einer nur 10 stündigen Einwirkung von Wasser mit etwas Fluorammonium auf Glaspulver oder amorphe wasserhaltige oder wasserfreie Kieselsäure im geschlossenen Platinrohr, um sehr hübsche (selbst bis 0,8 mm lange) lebhaft polarisirende Quarzkryställchen darzustellen; bei der freien Kieselsäure genügt dabei eine Temperatur von 300°, ebenfalls bei Natronglas; bei Kaliglas muss sie etwas höher gewählt werden (N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 64).

Daubrée versuchte in einem weissglühenden Tiegel Chlorsilicium und Fluorsilicium durch hindurchstreichenden Wasserdampf sich zersetzen zu lassen (analog

der Darstellung von Rutil, Zinnstein, Eisenglanz): er erhielt an Stellen im Tiegel, wo die Temperatur höchstens 300° betrug, Kieselsäure von glasähnlichem Bruch und warziger Oberfläche, an welcher man einzelne kleine Krystallflächen von dreieckiger Form erkennen konnte. Indem er ferner Chlorsilicium dampfförmig über verschiedene Basen (Kalk, Magnesia, Thonerde) streichen liess, verband sich das Chlor mit den Metallen und der Sauerstoff der Basen mit dem Silicium zu Kieselsäure, welche theils mit dem Rest der Basen verschiedene Silicate bildete, theils sich als Quarz in kleinen Krystallen abschied (Comptes rendus XXXIX. 135).

Einfache Tridymitkrystalle mit 2,317 spec. Gew. wurden von G. Rose durch Schmelzung von Adular mit Phosphorsalz sowie von Kieselpulver mit demselben Salz oder mit kohlensaurem Natron künstlich dargestellt (das sog. Kieselskelett in den so erhaltenen Löthrohrperlen besteht nach ihm aus Tridymit); auch zeigte er, dass sich die amorphe Kieselsäure ebenso wie der gepulverte Quarz durch starkes Glühen in ein Aggregat von Tridymit-Individuen verwandelt (Monatsber. Berl. Akad. 1869. 449). — Nach Le Chatelier waren die aus Quarzsand mit 2% Kalk hergestellten Steine eines Tiegelofens zum Stahlschmelzen nach 18 Monaten in eine Substanz von der Dichte und Brechbarkeit (zufolge Mallard auch der Zwillingsbildung) des Tridymits umgewandelt. — Tridymit erhielt v. Chrustschoff als Regeneration der Kieselsäure, als er entweder quarzreiche Gesteine mit Basalten oder Melaphyren zusammenschmolz und 1—8 Stunden im Schmelzfluss beliess, oder quarzreiche Gesteine für sich im Holzkohlen-Cokesfeuer frittete oder ganz einschmolz; in dem Glasschmelz entstanden schneeweisse erbsen- bis bohnengrosse Partieen, die fast ausschliesslich aus Tridymit bestanden und u. d. M. deutlich sechseckige Täfelchen zeigten; spec. Gew. 2,268 und 2,276 (N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 205). — H. Schulze und Stelzner beobachteten die Bildung von Tridymit (neben Zinkspinell) in dem Thon der gebrannten Zinkmuffeln (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 120). — Vélain fand zufällig gebildeten Tridymit bei dem Brande von Kornbarmen (Bull. soc. minér. I. 1878. 113). — Als Hautefeuille und Parmentier bei ihren auf die Bildung von Quarz gerichteten Versuchen (vgl. S. 438) eine höhere Temperatur anwandten, erhielten sie Tridymit. — Tridymitblättchen in der bekannten dachziegelförmigen Anordnung wurden von W. Bruhns gewonnen, als er auf feingepulverten Kalifeldspath im geschlossenen Platinrohr wässerige Flusssäure 53 Stunden lang bei 300° einwirken liess (N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 64). — Nach Daubrée findet sich unter den in dem Mörtel des römischen Gemäuers bei den Thermen von Plombières in historischen Zeiten entstandenen Neubildungen ausser den Zeolithen auch Tridymit, der hier in einer 73° nicht übersteigenden Temperatur erzeugt wurde.

Betreffs des Feldspaths stehen uns manchfache Beobachtungen über seine verschiedene Entstehungsweise zu Gebot. Prechtl theilte 1848 die Nachricht mit, dass sich in einer $1\frac{1}{3}$ Centner schweren Glasmasse, welche auf der Spiegelglasfabrik zu Neuhaus geschmolzen wurde, nach dem langsamen Erkalten Feldspathkrystalle bis zur Grösse eines Cubikzolles mit vollkommen scharfen Kanten ausgeschieden hatten, eine Thatsache, deren erste Beobachtung bereits in das Jahr

1811 fällt (Sitzungsber. Wiener Akad. 1848. 230). Mitscherlich hat viele vergebliche Versuche angestellt, den Feldspath durch Zusammenschmelzen seiner Bestandtheile zu reproduciren. Späterhin aber ist Fouqué und Michel Lévy die künstliche Darstellung von Feldspathen aus dem Schmelzfluss gelungen, eine Errungenschaft, welche nicht allein für die Bildungsweise dieser Mineralgruppe bemerkenswerth, sondern für die ganze petrogenetische Geologie überhaupt von der grössten Bedeutung ist. Natürliches Feldspathpulver oder ein künstliches Gemenge der chemischen Bestandtheile desselben (Kieselsäure und Thonerde in der Form getrockneter chemischer Niederschläge, geschmolzenes Alkalicarbonat, geglühter kohlensaurer Kalk) wurden in einem Platintiegel im Schloesing'schen Ofen zusammengeschmolzen; sobald die Masse im homogenen Schmelzfluss war, wurde der Tiegel über eine Glasbläserlampe gebracht und 48 Stunden lang einer dem Schmelzfluss möglichst nahe kommenden Temperatur ausgesetzt, worauf man dann ohne weitere Vorsichtsmaassregeln erkalten liess. Fouqué und Lévy erhielten so Oligoklas in kleinen Krystallen, welche stark nach der Kante *PM* ausgezogen und meistens Zwillinge nach $\infty\breve{P}\infty\{010\}$ waren; auch fanden sich Zwillinge nach dem Bavenoer und seltener nach dem Karlsbader Gesetz sowie nach *M* tafelförmige Krystalle. Die künstlichen Labradorite sind ebenfalls stets nach der Brachydiagonale verlängert und bilden aus oft mehr als 20 Lamellen bestehende Viellinge nach dem Albitgesetz (Zwillingsebene $\infty\breve{P}\infty$); auch Albite bildeten sich. Der Anorthitschmelz erstarrte durchaus krystallinisch, die meisten Individuen bildeten Viellinge nach dem Albitgesetz, von 1 mm Länge und 0,5 mm Dicke, mit einer Auslöschungsschiefe in der Zone *PM* von bis 45°. Bemerkenswerther Weise enthalten diese künstlichen Feldspathe oft zahlreiche Glaseinschlüsse mit Gasbläschen, genau wie die natürlichen Vorkommnisse, bisweilen von der Form des Plagioklases selbst (Comptes rendus LXXXVII. 1878. 700. 779). Orthoklas wurde später von ihnen erhalten durch Einwirkung von Wasserdampf auf Granitglas (ebendas. CXIII. 1891. 283).

Hautefeuille mengte Kaliumphosphat (als Krystallisationsvermittler, »agent minéralisateur«), Kieselsäure, Thonerde, sowie etwas Kiesolfluorkalium und erhitzte das Gemenge bei 7—800° längere Zeit in geschlossenen Röhren; er erhielt Orthoklas, ähnlich dem Sanidin der Trachyte, auch in Karlsbader Zwillingen, und d a n e b e n Quarze (Comptes rendus Bd. 90. 1880. 830).

Bereits im Jahre 1810 erwähnte Hausmann Feldspathkrystalle, die sich in einem Mansfeldschen Kupferhochofen gebildet hatten (Norddeutsche Beiträge zur Berg- und Hüttenkunde IV. 86). Heine fand im Jahre 1834 ähnliche Krystalle aufsitzend auf den die Seitenmauer des Mansfeldschen Kupferhochofens zu Sangerhausen überziehenden Graphitlagen und zinkischen Ofenbrüchen oder auf den Rissen geborstener Ofensteine; sie waren meist von etwas Kobalt und Mangan violett, zuweilen auch von mechanisch eingemengter Kohle schwarz gefärbt, selten ins Weisse sich ziehend, und verhielten sich krystallographisch und chemisch wie Orthoklas (Poggend. Annal. XXXIV. 531; Karstens Archiv 1835. VIII. 225; vgl. auch Gurlt, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1859. 55). Hausmann be-

sprach später noch einmal kleine, dem Adular vom St. Gotthard ganz ähnliche Feldspathkrystalle, welche sich in einem ausgeblasenen Eisenhochofen zu Josephshütte bei Stollberg am Harz gefunden hatten (Handbuch der Mineral. I. 631); auch Zwillinge nach den 3 Gesetzen des Orthoklases waren darunter. Alle diese Feldspathe haben sich in den Öfen durch Sublimation gebildet, wobei aller Wahrscheinlichkeit nach Fluorverbindungen eine Rolle spielten, geliefert durch den Flussspath, welcher z. B. auf der Sangerhäuser Hütte zum Schmelzen der kieselsäurereichen Sanderze zugeschlagen wurde.

Nachdem Sterry Hunt schon 1856 die Vermuthung ausgesprochen hatte, dass es möglich sei, Feldspath aus Auflösungen unter starkem Druck krystallisiren zu lassen, gelang zuerst Daubrée die Darstellung auf hydatothermischem Wege vermittels überhitzten Wassers. — Indem Friedel und Sarasin eine Lösung von basischem Kalisilicat mit gefälltem Thonerdesilicat mehrere Tage lang in einer mit Platin ausgefütterten Glasröhre bei dunkler Rothgluth erhielten, gewannen sie Orthoklaskrystalle und daneben etwas Quarz (Bull. soc. minér. II. 1879. 158; III. 1880. 171; Comptes rendus Bd. 92. 1881. 1374). Wurde statt des Kalisilicats Natronsilicat genommen, so entstand Albit. Albit in Individuen und Zwillingen bis 0,2 mm gross wurde von ihnen auch auf nassem Wege dargestellt durch eine unter hohem Druck bei einer Temperatur von 500° erfolgende Einwirkung von gelöstem kieselsaurem Natron auf eine entsprechende Mischung von Kieselsäure, Thonerde und Natron (Comptes rendus Bd. 97. 1883. 290). — Auf ähnliche Weise erhielt v. Chrustschoff rhombische Täfelchen von den Eigenschaften des Orthoklases (Bull. soc. minér. X. 1887. 31). — Eine zufällige Bildung von Anorthit nahm Vélain bei einem Brande von Getreidebarmen (Bull. soc. minér. I. 1878. 113), Mallard bei Kohlenbränden in der Gegend von Commentry und Cranzac wahr (ebendas. IV. 1881. 230).

Durch Zusammenschmelzen der Bestandtheile des Nephelins in den richtigen Proportionen erhielten Fouqué und M. Lévy einen weissen seidenglänzenden Kuchen, der aus lauter kleinen hexagonalen Prismen (0,12 mm lang, 0,08 mm breit) bestand, welche die optischen und chemischen Eigenschaften des Nephelins besassen. In derselben Weise stellten auch Bourgeois (Ann. de phys. et de chim. (5) XIX. 1883) und Doelter (Z. f. Krystall. IX. 1884. 321) den Nephelin dar. — Durch Auskrystallisiren seiner in geschmolzenem Natriumvanadinat aufgelösten Bestandtheile in hoher Temperatur wurde von Hautefeuille Nephelin in messbaren Krystallen (∞P . 0P) gewonnen. C. und G. Friedel erzielten zahlreiche kleine, meist nach der Hauptaxe verlängerte Nephelinkrystalle beim Erhitzen gepulverten Muscovits von Moss in Norwegen mit $\frac{1}{4}$ bis $\frac{2}{3}$ Gewichtstheil Ätznatron in Wasser bis auf 500° (Bull. soc. min. XIII. 1890. 129). — Vgl. auch Sillimanit.

Sodalith erhielt Mügge, indem er Nephelinpulver in einem Überschuss von geschmolzenem Kochsalz längere Zeit unter Ersatz des verdampfenden Chlornatriums gelöst erhielt. Wurde die so erhaltene Schmelze so lange mit reinem Wasser ausgewaschen, bis das Waschwasser keine Reaction auf Chlor mehr er-

gab, so bestand der Rest aus einem sehr feinen farblosen Pulver, in welchem man bei starker Vergrösserung neben vorherrschenden rundlichen isotropen Körnchen auch Kryställchen der Formen ∞O{110} und ∞O{110}.∞O∞{100} erkennt (Rosenbusch, Mikr. Physiogr. Mineral. 1885. 284). — C. und G. Friedel erhitzten das den Nephelin (s. oben) ergebende Gemenge von Glimmer und Ätznatron unter Zusatz von Chlornatrium vom $\frac{1}{3}$—2fachen Gewicht des Glimmers bis gegen 500° C. und gewannen reichlich graue isotrope Krystalle und krystallinische Krusten von Sodalith, Dodekaëder mit Hexaëder, auch Zwillinge, gemengt mit Nephelinkrystallen (Bull. soc. min. XIII. 1890. 183). — Lemberg erhielt durch Glühen von Elaeolithpulver mit Chlornatrium nichtkrystallisirte Schmelzproducte von einer sodalithähnlichen Zusammensetzung; ein sehr feines Sodalithpulver resultirte durch 78-stündige Behandlung von Kaolin bei 200° C. mit 20-procentiger Natronlauge, die mit Chlornatrium gesättigt war (Z. geol. Ges. Bd. 28. 1876. 602; Bd. 39. 1887. 596). — Moroziewicz hielt eine Mischung von der Zusammensetzung: 65 Theile $SiO_2 . 3H_2O$, 44 Theile $Al_2O_3 . 3H_2O$ und 33 Theile Gyps in überschüssigem Glaubersalz ca. 6 Stunden auf einem Münkeschen Brenner in einem Platintiegel; die mit kaltem Wasser behandelte und gänzlich ausgewaschene Schmelze lieferte ein grauliches bis bläuliches, unschmelzbares, mit Säuren gelatinirendes Pulver und zeigte u. d. M. reguläre Kryställchen der Comb. ∞O∞.∞O, meist mit sehr schwacher Doppelbrechung und angeblicher Zwillingslamellirung nach ∞O (die für holoëdrisch-reguläre Substanzen nicht möglich wäre); diese Kryställchen wurden für Haüyn gehalten (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 139).

Melilith hat sich oftmals als Ausscheidungsproduct aus Hochofenschlacken dargeboten, welche namentlich von J. H. L. Vogt untersucht wurden. — Melilith wurde als tetragonale Tafeln von ca. 3 mm Durchmesser und 1,5 mm Höhe erzeugt gefunden in einer Ringofenkammer der Portlandcementfabrik zu Nienburg a. d. Saale (Bodländer, N. Jahrb. f. Min. 1892. I. 53). — Fouqué und Michel Lévy, sowie Bourgeois (Ann. de phys. et de chim. (5) XIX. 1883) haben auch tetragonale Tafeln desselben absichtlich als Krystallisationsproduct aus Schmelzflüssen erhalten. Unter den verschiedenen Silicaten, in welche geschmolzener Granat oder Vesuvian beim Erstarren zerfällt, wird auch Melilith angegeben (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 158. 173).

Leucit mit mehreren charakteristischen Kennzeichen der natürlichen Krystalle, mit schwacher Einwirkung auf polarisirtes Licht, mit den sich schneidenden Systemen von Zwillingslamellen, mit central eingelagerten Glaseinschlüssen wurde von Fouqué und Michel Lévy auf dem S. 441 angegebenen Wege künstlich aus dem Schmelzfluss dargestellt. — Hautefeuille erhielt messbare Leucitkrystalle durch längere Schmelzung von Kieselsäure mit einem Überschuss von Thonerde in Kaliumvanadinat bei Rothgluth (Comptes rendus Bd. 90. 1880. 313. 378). — St. Meunier liess in der Rothgluth Wasserdampf und Chlorsiliciumdampf auf Aluminium und kaustisches Kali einwirken und erhielt schöne bräunliche Ikositetraëder, ohne Einwirkung auf das polarisirte Licht, welche er nach der Analyse

(55,83 SiO_2, 23,54 Al_2O_3, 20,63 K_2O aus der Differenz) für Leucit hielt (Comptes rendus, Bd. 90. 1880. 1009). — Vgl. auch Sillimanit.

Was den monoklinen Augit betrifft, so hat man denselben schon sehr oft als Ausscheidungsproduct aus künstlich geschmolzenen Massen beobachtet, indem aus den bei Hüttenprocessen sich bildenden Schlacken krystallographisch und chemisch wohlcharakterisirte Individuen desselben entstanden. Nöggerath beschrieb Augitkrystalle aus den Schlacken des Hochofens Olsberg bei Bigge in Westphalen (Journ. f. pract. Chem. XX. 501), Montefieri Levi analysirte Augite aus den Schlacken des Hochefens zu Ougrée bei Lüttich (Jahresbericht 1854. 818), Richter beschrieb und untersuchte ebensolche von dem Eisenwerk zu Ruskberg im Banater Grenzbezirk (ebendas. 1855. 922), v. Leonhard erwähnt nadelförmige Augitkrystalle in Hochofenschlacken von Skis-Hytta in Wester-Berghlagen (Oester-Dalarne in Schweden, N. Jahrb. f. Min. 1853. 649), F. Sandberger berichtet über ähnliche Vorkommnisse (Poggend. Ann. LXXXIII. 457), J. G. Brush über solche aus den Hochöfen der Cooper Iron Works bei Phillipsburg, New-Jersey (oft ½ Zoll lang, farblos und grau), vom Rath über die grünlichgrauen, oft 20 mm langen aus dem Ofen von Oberschlema bei Schneeberg (Sitzgsb. niederrh. Ges. 1877. 194), zahlreicher anderer nicht zu gedenken. Auf der Hütte zu Blaenavon in Wales entstand künstlich gebildeter Diopsid (Philos. magaz. (5) VII. 1879. 133). Mitscherlich und Berthier erhielten beim Zusammenschmelzen von Kieselsäure, Kalk und Magnesia in einem Kohlentiegel im Feuer des Porzellanofens eine nach den Augitflächen spaltbare Masse, deren Höhlungen mit den schönsten Augitkrystallen besetzt waren. Auch geschmolzener Strahlstein krystallisirt in der Augitform. — Ferner vermochten auch Fouqué und M. Lévy (vgl. S. 441) den Augit in einem, dem natürlichen Augitandesit ganz ähnlichen Gemenge mit Labradorit künstlich aus dem Schmelzfluss zu gestalten. Lechartier erzielte Diopside durch Krystallisation ihrer Bestandtheile aus einem Schmelzfluss von Natriumsulfat oder Chlorcalcium (Comptes rendus Bd. 67. 1868. 41). — Daubrée erhielt bei seinen Versuchen auf hydatothermischem Wege gebildete durchsichtige grüne, höchstens 0,1 mm grosse Krystalle von Pyroxen (sog. Diopsid) durch Einwirkung überhitzten Wassers auf eisenhaltiges Glas (Comptes rendus Bd. 45. 1856. 792); dieselben wurden später von Lacroix (ebendas. CX. 1890. 1375) näher krystallographisch und optisch untersucht und besassen die Eigenschaften des vulkanischen Augits.

Künstlichen Enstatit erzeugte Cossa durch einfaches Zusammenschmelzen passender Mengen von Kieselsäure und Magnesia — ohne Anwendung von $MgCl_2$, dessen sich Hautefeuille bei seinen ähnlichen Versuchen als Flussmittel bedient hatte. — Enstatit in excentrisch-faserigen Gebilden producirte Stan. Meunier, als er in Rothgluth in einer Porzellanröhre Wasserdampf und Chlorsiliciumdampf auf metallisches Magnesium wirken liess (Comptes rendus Bd. 93. 1881. 737).

Wollastonit. Daubrée erhielt bei seinen Versuchen über die Einwirkung stark überhitzten Wassers auf das Glas zugeschmolzener Röhren bei 320° neben Quarz auch nadelförmige Kryställchen von Wollastonit; ebenfalls gewann er die

beiden Mineralien durch Einwirkung von Chlorsilicium auf Kalk. — J. H. L. Vogt untersuchte zwei unzweifelhafte Wollastonitschlacken von den Hochöfen von Högfors und Tonså (Bourgeois wies nach, dass die meisten anderen angeblichen Wollastonite aus Hochofenschlacken wohl gewöhnliche Augite sind). — Wollastonit erhielt Hussak dadurch zum ersten mal absichtlich aus Schmelzfluss, dass er 1 Theil eines Gemenges von $3(Na_2O . SiO_2) + 2(CaO . B_2O_3)$ mit (am ergiebigsten) 3 Theilen $CaSiO_3$ zusammenschmolz; dabei krystallisirt $CaSiO_3$ theils als scharfe optisch positive hexagonale Täfelchen (wie dieselben als eine Dimorphie auch von Vogt in Schlacken gefunden und von Doelter durch Umschmelzen des natürlichen Wollastonits erhalten wurden), theils aber als breite Täfelchen mit ausgezackten Enden, welche die morphologischen und optischen Eigenschaften des monoklinen Wollastonits zeigen (Verh. naturh. Ver. Rheinl. u. W. 1887. 97). — Von Gorgou wurde Wollastonit dargestollt durch Zusammenschmelzen von Kieselsäure mit Chlorcalcium in der Rothglühhitze bei Zutritt von Wasserdampf.

H o r n b l e n d e wird (wie Augit) auch unter den Producten genannt, welche in Höhlungen kieselsäurereicher Schlacken der Eisenhochöfen krystallisirt, z. Th. aber auch in den Schlacken selbst ausgeschieden vorkommen; die Krystalle erreichen bis $\frac{1}{2}$ Zoll Länge und zeigen deutlich $\infty P\{110\} = 124^\circ 30'$, auch $\infty P\!\!\!\!\backslash\infty\{010\}$, $P\{111\}$, $P\!\!\!\!\backslash\infty\{011\}$, $\frac{3}{4}P\!\!\!\!\backslash\infty\{034\}$; als Fundorte werden angegeben Olsberg in Westphalen, Sayner Hütte bei Neuwied, Oberweiler in Baden, Mägdesprung am Harz, Ruskberg im Banat. Beabsichtigter Weise ist die künstliche Darstellung von Hornblende aus dem Schmelzfluss bis jetzt noch nicht gelungen, ja als Mitscherlich Strahlstein schmolz, erstarrte dieser in der Augitform. — v. Chrustschoff gibt an, die künstliche Bildung von Hornblende auf hydrothermisehem Wege erreicht zu haben. Er beschickte Glasbirnen mit einer wässerigen Lösung von colloidaler Kieselsäure, einer solchen von Thonerde. einer wässerigen Eisenoxydhydratlösung, Eisenoxydulhydrat, Kalkwasser, in Wasser suspendirtem Magnesiahydrat, einigen Tropfen Natron-Kali-Lauge, und erhitzte diese eine ziemlich steife gelatinöse Masse bildenden Ingredienzien ca. 3 Monate lang in einem Ofen bei etwa 550°. In dem schmutzig braungrünlichen breiähnlichen Inhalt befanden sich dann dunkle, harte prismatische Kryställchen bis 1 mm lang und $\frac{1}{4}$ mm dick, welche zwar nur sehr versteckte Spaltbarkeit, auch nur annähernd messbare Prismenwinkel, aber $l : l = 148^\circ 28'$, eine Auslöschungsschiefe $c : c = 17^\circ 56'$, nicht sehr starken Pleochroismus, aber sonst die physikalischen Eigenschaften und auch die chemische Zusammensetzung der Hornblende ergaben. Aussordem hatten sich noch gebildet lichtgrünliche monokline Prismen, wohl von diopsidartigem Pyroxen, Quarzkryställchen, vermuthlich dünne Orthoklastäfelchen (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 86).

Was die Bildung des G l i m m e r s betrifft, so beobachtete Mitscherlich in den Hohlräumen alter, von der Kupferroharbeit herrührender Schlacken unforn des Schlosses von Garpenberg in Dalekarlien durchsichtige, sechsseitig-tafelförmige Krystalle, sowie mehrere Zoll grosse Blätter eines verhältnissmässig sehr kalk-

reichen und kaliarmen basisch spaltbaren Glimmers (Abhandl. d. k. Akad. d. W. z. Berlin 1822 u. 1823. S. 36). Gurlt fand oft künstlich gebildete Glimmerblättchen in hessischen Schmelztiegeln (Sitzgsber. d. niederrh. Ges. f. N. u. H. 1859. 33). — Eine Schlacke von Kafveltorp's Kupferhütte in Schweden enthielt nach J. H. L. Vogt dünne, mehrere Millimeter grosse sechsseitige Blättchen einer Substanz, welche sich nicht nur morphologisch und optisch, sondern auch chemisch wie ein Glimmer (Meroxen) verhielt; auch die nähere Untersuchung des von Mitscherlich beobachteten Vorkommnisses von Garpenberg ergab ihm die Zugehörigkeit zum Glimmer, und weiter wurde in einer Melilithschlacke von der Königin-Marien-Hütte bei Zwickau Biotit gefunden; Vogt schliesst daher, dass Magnesiaglimmer unter gewissen chemischen Bedingungen bei ungefähr 1 Atmosphäre Druck, ohne Anwesenheit von Wasserdampf oder irgend einem anderen »agent minéralisateur« in gewöhnlichen Silicatschmelzmassen gebildet werden kann (Forhandlinger i Videnskapsselskabet i Christiania 1887. 1).

Daubrée gelang es, eine glimmerartige Substanz auf hydatothermischem Wege darzustellen. Thon mit Wasser zusammen in Glasröhren stark erhitzt, belud sich mit vielen weissen perlmutterglänzenden und v. d. L. schmelzbaren Blättchen von sechsseitigem Umriss und dem Ansehen des Glimmers.

Künstliche Bildung von Glimmern bei hoher Temperatur hat Doelter zu Wege gebracht. Wird thonerdehaltige Hornblende oder Augit mit Fluormagnesium und Fluornatrium bei Rothgluth geschmolzen, so bildet sich Biotit; derselbe wird auch erhalten, wenn man das Silicat $K_2Al_2Si_2O_8 + Mg_2SiO_4$ mit Fluornatrium und Fluormagnesium schmilzt. Bis 1 mm grosse hexagonal begrenzte tombackbraune oder grünliche Biotitblättchen, sehr ähnlich denen vom Vesuv, werden ferner gebildet durch Schmelzen von Pyrop oder Almandin mit jenen beiden Fluorverbindungen. Phlogopit entsteht, wenn Pennin oder Glaukophan mit denselben bei Rothgluth geschmolzen werden. — Blassgrüner oft nahezu farbloser Muscovit, sehr ähnlich demjenigen aus Graniten und Schiefern, aber mit einem 25° nicht übersteigenden Axenwinkel, wird in schönen Täfelchen erhalten durch Schmelzen von Andalusit mit KFl, $SiFl_4$ und Al_2Fl_6 im Verhältniss 4 : 3 : 1 bei beginnender Rothgluth (lichte Rothgluth zerstört den Glimmer). — Wird Andalusit mit KFl, $SiFl_4$ und Al_2Fl_6 unter Zusatz von Lithiumcarbonat, im Verhältniss 4 : 3 : 2 : 1 bei dunkler Rothgluth zusammengeschmolzen, so entsteht Zinnwaldit (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 178). — Übrigens hatten schon vorher Hautefeuille und Péan de St. Gilles eisenreichen Glimmer durch Schmelzen seiner Bestandtheile mit Kieselfluorkalium dargestellt (Comptes rendus CIV. 1887. 508); vgl. auch die Methode von v. Chrustschoff in Min. u. petr. Mitth. IX. 1887. 55; später berichtete er, dass ihm die Darstellung von Biotit gelungen sei durch Zusammenschmelzen verschiedener Substanzen (Magnesia, Baryt, Kryolith) mit Lepidolith oder einem Gemisch von dessen Zusammensetzung, sowie einem Überschuss von Kieselsäure, Thonerde und Alkalifluoriden (Bull. soc. min. XI. 1888. 173).

Der Olivin hat sich unzähligemal als Ausscheidung aus Eisenhochofen-

schlacken gefunden, z. B. schön auf der Sayner Hütte bei Neuwied am Rhein, meist als eine sehr eisenreiche Varietät. Ebelmen schmolz Kieselsäure (4,5 g), Magnesia (6,1 g) und Borsäure (6 g) zusammen, worauf in höherer Temperatur die letztere als Lösungsmittel für die beiden anderen Stoffe diente, welche dann beim Verdampfen der Borsäure als das Silicat Olivin herauskrystallisirten, ähnlich, wie man beim Verdampfen des Wassers die darin gelösten Substanzen krystallisirt erhält; Krystalle von Olivin erzeugten sich auch, als er statt der Borsäure ein lösendes Alkali, Pottasche, anwandte (Comptes rendus XXXII. 330. 710; XXXIII. 525). — Bei der Darstellung künstlichen Basalts erhielten Fouqué und Michel Lévy ziemlich grosse Olivinkrystalle zusammen mit Labradorit, Pyroxen und Magnetit (Bull. soc. minér. IV. 1881. 275). — Beim Schmelzen von Pennin mit Fluormagnesium und Fluornatrium beobachtete Doelter neben Glimmer deutlichen Olivin (Min. u. petr. Mitth. X. 74). — Bei den Versuchen von Stan. Meunier, Enstatit darzustellen (durch Einwirkung von Wasserdampf und Chlorsiliciumdampf auf metallisches Magnesium in der Rothgluth) entstand auch eine wie Olivin durch kochende Salzsäure angreifbare Substanz, welche gelatinöse Kieselsäure abscheidet und Magnesia an die Lösung abgibt; die sehr kleinen Körnchen polarisirten lebhaft, wie Olivin (Comptes rendus Bd. 93. 1881. 737).

Granat. Als Fouqué und M. Lévy die Bestandtheile eines Nephelinits behufs seiner künstlichen Darstellung zusammenschmolzen und langsam abkühlen liessen (S. 441), erhielten sie auch rhombendodekaëdrische Ausscheidungen von Melanit (Comptes rendus, Bd. 87. 1878. 961). — Bourgeois beobachtete dunkelgelbe abgerundete Kryställchen von Mangangranat (Spessartin) in einem erstarrten Schmelzfluss aus den Bestandtheilen desselben (Ann. de chim. et de phys. (5) XIX. 1883). — Gorgeu schmolz die Bestandtheile des Mangangranats in Chlormagnesium als Lösungsmittel und gewann scharfe Ikositetraëder des Minerals (Comptes rendus Bd. 97. 1883. 1303; Bull. soc. minér. VI. 1883. 283). — Wurde dagegen Granat als solcher geschmolzen, so beobachteten Des Cloizeaux, Bourgeois (Ann. de chim. et de phys. (5) XIX. 1883), auch Doelter und Hussak (N. Jahrb. f. M. 1884. I. 158), ein Zerfallen der beim Abkühlen krystallinisch werdenden Schmelze in andere Mineralien, von denen Anorthit, Skapolith, Monticellit, Pyroxene, Melilith, Kalknephelin, Pleonast und Eisenglanz erwähnt werden. Granat selbst wurde als Erstarrungsproduct niemals wiedererhalten. — Nach G. vom Rath ist dunkelrother Granat in mehr als 2 Linien grossen Krystallen als »künstliches Hüttenerzeugniss« entstanden (Z. geol. Ges. XXV. 1873. 108). Schöne farblose Ikositetraëder in einer dunkelgrünen glasigen Hochofenschlacke von Eisenerz in Steiermark hielt Hussak möglicherweise für Granat, wenn dieselben nicht dem Leucit angehören (Min. Mitth. 1878. I. 278).

Cordierit. Bourgeois berichtet, dass, nachdem ein Gemenge von der Zusammensetzung des Cordierits eingeschmolzen und der Schmelzfluss längere Zeit hindurch im viscosen Zustande erhalten worden war, der erkaltete ganz krystallinische Schmelzkuchen anscheinend aus einem Mineral von den Eigenschaften

des Cordierits, daneben aus einem Magnesia-Pyroxen bestanden habe (Ann. de chim. et de phys. (5) XIX).

Den Skapolith oder Meionit künstlich darzustellen scheint bis jetzt noch nicht unzweifelhaft gelungen zu sein; beim Erstarrenlassen von Schmelzflüssen, in denen das Mineral chemisch prädisponirt ist, hat sich zwar mehrfach die Substanz desselben ausgeschieden, aber nicht in der Form des Skapoliths, sondern der triklinen eines Plagioklases. Fouqué und M. Lévy schmolzen das Gemenge von Skapolith und Hornblende von Bamle in Norwegen, erhielten jedoch als Erstarrungsproduct ein Gemenge von Labradorit und Augit (Bull. soc. minér. II. 1879. 112). — Bourgeois liess einen künstlichen Schmelzfluss von der Zusammensetzung $6 CaO, 4 Al_2O_3, 9 SiO_2$ erstarren, welcher aber Anorthit lieferte; bei einem Zusatz von Natron erstarrte der Schmelzfluss allerdings zu einem Haufwerk von unregelmässigen tetragonalen Individuen, welche aber im Gegensatz zu dem stets optisch negativen Skapolith positiven Charakter besassen. Beim Zusammenschmelzen von reinem Labradoritglas mit Marmorstückchen erhielt er beim Erstarren Aggregate von Anorthit und daneben tetragonale Individuen von optisch negativem Charakter, in denen er Meionit zu sehen geneigt war (Bull. soc. minér. V. 1882. 15). — Unter den verschiedenen Silicaten, in welche geschmolzener Granat und Vesuvian beim Erstarren zerfällt, wird von Doelter und Hussak auch Skapolith und Meionit angegeben (N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 158. 173).

Zoisit, Epidot, auch Orthit sind bis jetzt noch nicht künstlich krystallisirt erhalten, auch nicht als Schlackenbildung bekannt. — Auch Turmalin ist bis jetzt wohl nicht künstlich dargestellt.

Ebenfalls ist eine künstliche Reproduction von Andalusit oder Disthen, wie es scheint, bis jetzt noch nicht ausgeführt worden.

Nach Vernadsky gibt 1 Theil Al_2O_3 und 2 Theile SiO_2 in der Weissgluth geschmolzen ein Glas, welches u. d. M. mit kleinen Sillimanitnädelchen von der Zusammensetzung: 37,31 SiO_2 und 63,65 Al_2O_3 erfüllt ist (Doelter stellte vorher denselben Versuch an, konnte aber die Identität der dabei erhaltenen feinen Nadeln mit Sillimanit nicht feststellen). Auch die Nädelchen, welche in dem glasigen Grundteig des Porzellans liegen, werden von Vernadsky als Sillimanit erklärt (Bull. soc. minér. XIII. 1890. 252). — Schmilzt man nach St. Meunier in einem kleinen Graphittiegel kurze Zeit bei einfachem Cokesfeuer Kieselsäure, Kali und Fluoraluminium im Verhältniss der Zusammensetzung von Orthoklas, so zeigt die Schmelze neben Glas Krystalle von Sillimanit und Tridymit; ebenfalls wenn man statt Kali Kalk und die Zusammensetzung des Anorthits nimmt. Ein Gemenge von $22 SiO_2$, $17 Al_2O_3$, $0,2 Fe_2O_3$, $8 Na_2O$, $2 K_2O$, $1 CaO$ mit Kryolith geschmolzen, gibt ein Glas mit Sillimanit- und zahlreichen Nephelinkrystallen; $27 SiO_2$, $12 Al_2O_3$, $10 K_2O$ liefert dann statt des Nephelins Leucit (Comptes rendus CXI. 1890. 509).

Staurolith ist nicht mit Sicherheit künstlich dargestellt.

Topas. Als Daubrée in der Weissgluth über Thonerde Fluorsilicium leitete, bildete sich eine Substanz, welche ungefähr die chem. Zusammensetzung des To-

pases und auch das diesem angenäherte spec. Gew. 3,49 besass (Comptes rendus XXXII. 625).

Der Zirkon wurde, analog einer für die Rutildarstellung angewandten Methode, von H. Ste. Claire-Deville und Caron in messbaren Krystallen erhalten durch Einwirkung entweder von Fluorsilicium auf Zirkonerde oder von Fluorzirkonium auf Kieselerde bei Rothgluth (Comptes rendus Bd. 32. 1851. 625; Bd. 46. 1858. 764; Bd. 52. 1861. 760).

Rutil. Daubrée erzielte die Krystallisation von Rutil, als er durch Kohlensäure verdünnte Dämpfe von Wasser und Titanchlorid in einer glühenden Porzellanröhre auf einander wirken liess (Comptes rendus XXIV. 1849. 227). G. Rose erhielt Rutilkrystalle als Krystallisationsproduct aus der Löthrohrperle, bei welcher Titansäure in Borax oder Phosphorsalz gelöst wurde (Monatsber. Berl. Akad. 1867. 129. 450). Ferner wurden Rutilkrystalle dargestellt: von de Sénarmont durch Erhitzung von amorpher Titansäure in einer gesättigten Kohlensäurelösung bei 200° C. in einem geschlossenen Rohr (Ann. d. phys. et de chim. XXXII. 1851. 129); von H. Ste. Claire-Deville und Caron einerseits durch Hinstreichen eines langsamen Stroms von Chlorwasserstoffsäure oder Fluorwasserstoffsäure über amorphe Titansäure in einer glühenden Porzellanröhre, andererseits durch Zusammenschmelzen von Titansäure, Zinnoxydul und etwas Quarzpulver (welches das entstehende Zinntitanat zu Zinnsilicat und Rutil zersetzt) in einem irdenen Tiegel (Comptes rendus Bd. 46. 1858. 764; Bd. 53. 1861. 161); von Hautefeuille durch Hinstreichen eines Stroms von Salzsäuredämpfen und Luft über ein Gemenge von Natriumtitanat und Chlorkalium (ebendas. Bd. 52. 1864. 148; Bd. 59. 1865. 188); von demselben durch Auflösen von amorpher Titansäure in geschmolzenem Natriumwolframiat oder Natriumvanadinat oder Chlorcalcium oder in sauren Silicaten (ebendas. Bd. 90. 1880. 868); von Bourgeois vermittels des Zusammenschmelzens von Titansäure und Chlorbaryum in der Rothgluth und Behandlung der Schmelze mit stark verdünnter Salzsäure (ebendas. Bd. 103. 1886. 141).

Anatas. Zuerst gewann Wöhler ein Aggregat von kleinen Anataspyramiden, als er die bisweilen bei metallurgischen Processen gebildeten Würfel von Cyanstickstofftitan in der Rothgluth mit einem Wasserstoffstrom behandelte, bei welcher Gelegenheit sich Ammoniak und Cyanwasserstoffsäure entwickelte (Pogg. Annal. Bd. 78. 1849. 401). — G. Rose erhielt die Titansäure nach Maassgabe der Temperatur in den mikroskopischen Formen des Anatases oder Rutils beim Erkalten der Borax- oder Phosphorsalz-Löthrohrperle, in welcher Titansäure gelöst worden war (Monatsber. Berliner Akad. 1867. 129. 450). — Hautefeuille stellte die Titansäure als messbare Anataskrystalle dar durch die Reaction von Wasserdämpfen und Dämpfen von Fluortitan bei einer den Siedepunkt des Cadmiums nicht übersteigenden Temperatur (Comptes rendus Bd. 62. 1864. 148). — Auch der Brookit lässt sich auf analoge Weise darstellen, wie die beiden anderen Titansäuremineralien, er entsteht aber bei niedrigeren Temperaturen als der Rutil und bei höheren als der Anatas.

Titanit wurde durch Hautefeuille dadurch erhalten, dass Kieselsäure und Titansäure in einem Überschuss von Chlorcalcium zusammengeschmolzen wurde (Comptes rendus LIX. 1865. 698); über eine andere Gewinnung durch Bourgeois siehe Perowskit.

Perowskit in braunen doppeltbrechenden Oktaëdern wurde von Ebelmen dargestellt durch Erhitzen von Titansäure, Kalk und kohlensaurem Alkali bis zur theilweisen Verflüchtigung des letzteren Lösungsmittels (Comptes rendus XXXII. 1851. 710 u. XXXIII. 1851. 525). — Als Hautefeuille einen Strom feuchter Luft oder Kohlensäure nebst Salzsäuredämpfen langsam über eine Schmelze von Titansäure, Kieselsäure und Chlorcalcium leitete, entstanden farblose oder gelbliche Perowskitkryställchen, welche aus doppeltbrechenden Lamellen zusammengesetzt waren (Annal. d. chim. et de phys. (4) IV. 1865. 154). — Von Bourgeois wurde Kalk und Titansäure mit basischen Silicaten oder Silicatgesteinen zusammengeschmolzen und der Schmelzfluss längere Zeit hindurch im viscosen Zustande erhalten, wodurch Oktaëder und Skelette von Perowskit gebildet wurden (ebendas. (5) XIX. 1883); war die Silicatschmelze zu sauer, so entstand Titanit anstatt des Perowskits. — Derselbe erhielt auch stark doppeltbrechenden Perowskit durch Zusammenschmelzen von Calciumcarbonat und Titansäure mit einem Überschuss von Chlorbaryum in der Rothgluth und Behandlung der Schmelze mit stark verdünnter Salzsäure (Comptes rendus Bd. 103. 1886. 141).

Korund ist auf manchfachem Wege krystallisirt erhalten worden. Ebelmen schmolz zuerst Borsäure-Anhydrid mit Thonerde in der Weissgluth, worauf beim Verdampfen der Borsäure bis 4 mm grosse Korundkrystalle entstanden (Annal. d. chim. et de phys. XXII. 1845. 211). — de Sénarmont zersetzte die wässerige Lösung von Chloraluminium durch sehr starke Erhitzung in einer zugeschmolzenen Röhre, und es schieden sich mikroskopische Rhomboëderchen von Korund ab (Comptes rendus XXXII. 1851. 762). — Von H. Ste. Claire-Deville und Caron wurde Fluoraluminium in einem Kohlentiegel, in welchem ein Kohlenschälchen mit Borsäure aufgehängt war, bis zur Weissgluth erhitzt; es krystallisirten hexagonale Tafeln von Korund (Comptes rendus XLVI. 1858. 764). — Als Hautefeuille in einem zur hellen Rothgluth erhitzten Platinrohr Dämpfe von Flusssäure, die durch Wasserdampf und Stickstoff verdünnt waren, über amorphe Thonerde leitete, entstanden an den heissesten Stellen der Röhre neben unregelmässigeren Bildungen auch hexagonale Täfelchen von Korund (Ann. de chim. et de phys. IV. 1865. 153; vgl. auch Fremy, Comptes rendus CIV. 1887. 737). — In einem irdenen kieselsäurereichen Tiegel schmolzen Fremy und Feil gleiche Gewichtsmengen von Thonerde und Mennige; es bildete sich Bleialuminat, welches durch die Kieselsäure des Tiegels zu Bleisilicat und freier Thonerde zersetzt wurde, die ihrerseits auf dem Boden des Tiegels als hexagonale Korundtafeln krystallisirte (Comptes rendus LXXXV. 1877. 1029); vgl. über weitere Modificationen des Verfahrens Fremy und Verneuil, ebendas. CIV. 1887. 737 und CXI. 1890. 667. — Von Fouqué und M. Lévy wurde einmal an dem Deckel eines Platintiegels, in welchem Mikroklin und Flussspath zusammengeschmolzen

waren, die gelegentliche Bildung hexagonaler Täfelchen von Korund beobachtet. In ähnlicher Weise erhielt Lacroix, als er ein Gemenge von Kryolith und einem Silicat in einen Platintiegel gebracht und diesen in einen grösseren, dessen Deckel nicht völlig schloss, eingesetzt hatte, nach einstündiger Rothgluth, zwischen beiden Tiegeln einen Absatz von Korundtafeln bis zu $\frac{1}{2}$ cm Durchmesser (Bull. soc. minér. X. 1887. 157). — Blassbläuliche fässchenähnliche Korundkrystalle erhielt W. Bruhns, indem frischgefällte oder geglühte Thonerde im Platinrohr mit Wasser, welches eine Spur Fluorammonium enthielt, 10 Stunden lang auf 300° erhitzt wurde (N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 63).

Ausscheidung von Magnetit ist sehr oft in künstlichen Schmelzflüssen beobachtet worden. In dem langsam erkalteten Schmelzproduct des Syenits vom Mount Sorrel bei Leicester hatten sich ausserordentlich schöne skelettähnliche Aggregationen scharfer Magneteisenoktaëderchen ausgeschieden (F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1870. 817). Bei den auf die künstliche Nachbildung von Gesteinen gerichteten Versuchen von Fouqué und Michel Lévy wurde aus den Schmelzflüssen fortwährend Magnetit erhalten. Auch bei anderen metallurgischen Processen haben sich nicht selten Magnetitoktaëder gebildet, z. B. beim Rösten des Eisenspaths, wenn die geröstete Masse in Fluss kommt. — Hausmann fand an einem Stück gerösteten Bleisteins von der Ockerhütte bei Goslar die Oberfläche mit Krystallen von Magneteisen bedeckt und die Höhlungen desselben drusig damit angefüllt. Oktaëder von Magnetit erhielt K. v. Hauer durch Glühen von Eisenchlorür-Chlorammonium an der Luft; auf ähnliche Weise bildet sich Magneteisen, wenn man Eisenchlorür in höherer Temperatur mit Luft und Wasserdampf zusammenbringt. — H. Ste. Claire-Deville stellte krystallisirtes Magneteisen dar durch die Einwirkung von flüchtigem Eisenfluorid auf Borsäureanhydrid in der Weissgluth (Comptes rendus XLVI. 764). Debray erhielt Magneteisenkrystalle durch Zusammenschmelzen von phosphorsaurem und schwefelsaurem Eisen; Kuhlmann brachte gleichfalls Magneteisenkrystalle durch Zusammenschmelzen von schwefelsaurem Eisen und Chlorcalcium zu Stande. — Bringt man Schwefeleisen in schmelzendes Alkalisulfid, so bildet sich zufolge Gorgeu ein Doppelsulfid beider Metalle, aus diesem basisches Eisenferrit und später Magneteisen in 1 mm grossen Krystallen (Bull. soc. minér. X. 1887. 174).

Eisenglanz wurde bereits von Gay-Lussac in tafelförmigen Krystallen dargestellt durch gegenseitige Wechselzersetzung der Dämpfe von Wasser und Eisenchlorid in der Rothgluth; $Fe_2Cl_6 + 3H_2O = Fe_2O_3 + 6HCl$ (Annal. de phys. et de chim. XXII. 1823. 415); es ist kaum ein Zweifel, dass sich auf ähnliche Weise die Eisenglanz-Krystallisationen, welche vulkanische Spalten bekleiden, gebildet haben. — G. Rose wies nach, dass das einer Phosphorsalz- oder Borax-Löthrohrperle zugesetzte und darin aufgelöste Eisenoxyd beim Erkalten der Perle als mikroskopische Individuen von Eisenglanz ausgeschieden wird; in ähnlicher Weise kann man die Krystallisation auch aus geschmolzenem Chlorcalcium oder Steinsalz erhalten. — W. Bruhns erhielt Blättchen von Eisenglanz, indem frisch gefälltes Eisenhydroxyd im zugeschmolzenen Rohr

bei 250° 10 Stunden lang mit Wasser erhitzt wurde, dem eine Spur von Fluorammonium zugesetzt war; ohne letzteren Zusatz entsteht amorphes Eisenoxyd (N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 63).

Titaneisen scheint bis jetzt noch nicht künstlich dargestellt worden zu sein. — Eine Bildung von bis 1 mm grossen Kryställchen von Pseudobrookit als Sublimationsproduct auf den Chamottesteinen der Sulfatöfen in der Sodafabrik Hermania zu Schönebeck a. d. Elbe (zusammen mit Eisenglanz und Anhydrit) wurde von Doss ausführlich beschrieben (Z. f. Kryst. XX. 1892. 566).

Spinelle. Oktaëder von Zinkspinell wurden von H. Ste. Claire-Deville dargestellt, indem er ein Gemenge von Fluoraluminium und Fluorzink in der Weissgluth auf Borsäureanhydrid einwirken liess (Comptes rendus XLVI. 764). — Daubrée gewann Krystalle von Spinell durch Einwirkung von Chloraluminium auf glühende Magnesia. — Durch Zusammenschmelzen von Borsäure-Anhydrid mit Thonerde und Magnesia in der Weissgluth und Verdampfung der Borsäure stellte Ebelmen bis 4 mm grosse Krystalle von Spinell dar. — Sehr bemerkenswerth ist die Wahrnehmung von Hans Schulze und Stelzner, dass sich in der verglasten Thonmasse der zur Zinkdarstellung gebrauchten (bei diesem Process eine blaue Farbe gewinnenden) Muffeln unzählige scharfe mikroskopische Zinkspinell-Kryställchen bis zu 0,06 mm Axenlänge auszuscheiden pflegen; daneben entsteht auch Tridymit (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 120). — Die bei dem Bleiverhüttungsprocess auf der Muldener Hütte bei Freiberg i. S. entstehenden Fayalitschlacken enthalten nach Stelzner kleine Kryställchen von Zinkspinell eingeschlossen. Sonst sind Bildungen von Spinelliden auch bisweilen in geeigneten künstlichen Schlacken beobachtet worden. — Hercynit gewinnt man nach Stan. Meunier, wenn Eisenspath mit Thonerde, Kryolith und Chloraluminium geschmolzen wird (Bull. soc. minér. X. 1887. 190). Derselbe stellte auch Chromit dar durch Erhitzung von Chromoxyd und Eisenchlorür in einem mit Kryolith ausgefütterten Tiegel.

Der Apatit ist durch mehrfache Methoden künstlich reproducirt worden, wobei man ihn allerdings aus einem Silicat-Schmelzfluss noch nicht krystallisirt erhalten hat: durch Manross vermittels Zusammenschmelzens von dreibasisch phosphorsaurem Natron mit einem Überschuss von Fluorcalcium oder Chlorcalcium; eine gegenseitige Zersetzung der beiden Salze fand statt, es bildete sich phosphorsaurer Kalk als Apatit und Fluornatrium oder Chlornatrium; aus dem erkalteten Schmelzkuchen wurden die letzteren löslichen Salze mit Wasser ausgelaugt, worauf die Apatite zurückblieben (Annal. d. Chem. u. Pharm. LXXXII. 388); von Forchhammer, welcher Apatit bei der Glühhitze in Chlornatrium löste und in der erstarrten Schmelze nach Auslaugung des letzteren Salzes den ersteren krystallisirt erhielt (ebendas. XIV. 77); durch H. Ste. Claire-Deville und Caron, welche analog das Chlorcalcium als Lösungsmittel in der Schmelzhitze anwandten; auf dem Wege der Sublimation durch Daubrée vermittels der Überleitung von Phosphorchlorid-Dämpfen über Ätzkalk in hoher Temperatur (Comptes rendus XXXII. 1851. 625); desgleichen von Debray durch Erhitzung

eines Gemenges von saurem phosphorsaurem Kalk mit einer Lösung von Chlornatrium auf 250° (vgl. auch Weinschenk, Z. f. Kryst. XVII. 1890. 489).

Calcit. Überlässt man eine Lösung von Calciumbicarbonat der Verdunstung an freier Luft, so setzt sich rhomboëdrischer kohlensaurer Kalk ab. Fällt man ein Kalksalz in der Kälte durch kohlensaures Alkali, so erhält man einen Niederschlag von mikroskopischen Kalkspath-Rhomboëdern; erfolgt der Niederschlag in der Siedehitze, so besteht der kohlensaure Kalk aus Aragonit-Prismen (G. Rose, Pogg. Ann. XII. 1837. 533). — G. Rose schmolz ein Gemenge von Chlorcalcium und Natroncarbonat, laugte die Schmelzmasse mit Wasser aus und erhielt einen körnigen Rückstand, der sich mit der Zeit in Calcitkryställchen verwandelte (Sitzgsber. Berl. Akad. 1860. 365. 375); man kann auch das Chlorcalcium durch Calciumcarbonat ersetzen. — Becquerel liess eine verdünnte Lösung von Natriumbicarbonat langsam auf ein Stück Gyps wirken, wodurch sich nach einiger Zeit durch Wechselzersetzung das letztere mit kleinen Calcitkryställchen bedeckt zeigte (Comptes rendus Bd. 34. 1852. 29).

Graphit. Das beim Schmelzen mit Kohlenstoff überladene graue Roheisen scheidet beim Übergang aus dem flüssigen in den festen Zustand diesen Kohlenstoff in Form von glänzenden Graphitblättern aus. — W. Luzi erhielt auf künstlichem Wege sechsseitige Graphitkrystalle aus schmelzendem Silicat ausgeschieden, indem er ungefähr 1 Theil Kaliglas, $\frac{1}{2}$ Th. Flussspath und etwas Lampenruss zusammenschmolz und die Schmelze langsam erstarren liess (Ber. d. chem. Ges. XXIV. 1891. 4093).

V. Structuren der Gesteine.

Fast von derselben Wichtigkeit für die Kenntniss eines Gesteins, wie die mineralische Natur seiner Gemengtheile ist seine Structur oder sein Gefüge. Unter der Structur versteht man das durch die Grösse, Form, Lage und Verbindungsweise der einzelnen Bestandtheile hervorgebrachte Aussehen der Gesteine. Bei der Betrachtung der Gesteinsstructur muss in manchen Fällen der Gegensatz der krystallinischen und klastischen Gesteine beobachtet werden, da die zusammensetzenden Elemente gänzlich verschiedener Natur sind. Die einzelnen Structurausbildungen sind nur in sehr beschränktem Maasse von der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der Gesteine abhängig, wohl aber kann auf gewissen Gebieten, z. B. dem der Erstarrungsgesteine die Structur geradezu als ein Ausdruck der Bildungsvorgänge gelten. Überhaupt ist die Stuctur, viel mehr als die chemisch-mineralische Durchschnittszusammensetzung, die Trägerin der geologischen Verwandtschaft der Gesteine.

1. Structuren der krystallinischen Gesteine.

Da die krystallinischen Felsarten Aggregate von Mineralien sind, so muss hier aus der mineralogischen Terminologie zuvörderst daran erinnert werden, dass die theilweise oder gänzlich von Zusammenfügungsflächen begrenzten Mineral-Individuen hauptsächlich in drei Formentypen ausgebildet sind: 1) körnig (isometrisch), wenn das Mineral-Individuum nach allen drei Dimensionen ziemlich gleichmässig entwickelt ist; 2) lamellar, blätterig, tafelförmig, sofern zwei Dimensionen über die dritte erheblich vorwalten; 3) nadelförmig, stengelig, stabförmig, leistenförmig, wenn nur eine Dimension vorwiegend ausgebildet ist, die beiden anderen bedeutend zurückstehen. Dieselben Gegensätze in der dimensionalen Entwickelung kommen auch bei den ganz normal um und um ausgebildeten Krystallen zur Geltung.

Die in Folgendem besprochenen verschiedenen Structurausbildungen der krystallinischen Gesteine sind zunächst vorwiegend makroskopischer Art; die Gegensätze, um welche es sich hier handelt, wurden zu einer Zeit beobachtet, charakterisirt und benannt, als von einer mikroskopischen Untersuchung der Gesteine überhaupt noch lange nicht die Rede war. Daraus ergibt sich, dass es ein ungerechtfertigtes Beginnen ist, das Wesen solcher Structurarten in mikroskopischen Verhältnissen finden zu wollen. Das schliesst natürlich nicht aus, dass gewisse der makroskopisch auseinandergehaltenen Structurmodalitäten sich auch im mikroskopischen Maassstabe wiederfinden. — Gewisse besondere, an die Erstarrungsgesteine gebundene Structurarten, wie die Intersertalstructur, die ophitische Structur, gelangen erst später zur Besprechung.

Phanerokrystallinische und kryptokrystallinische Structur. Wenn das zu einem Gestein verbundene Aggregat krystallinischer Mineralien diese Zusammensetzung aus krystallinischen Partikeln als solche dem unbewaffneten Auge gegenüber offenbart, so heisst dasselbe ein makroskopisch-phanerokrystallinisches. Ist die vorhandene Zusammensetzung aus krystallinischen Mineralindividuen als solche nicht mit blossem Auge erkennbar, so wird das Gestein wegen des Verborgenseins derselben ein makroskopisch-kryptokrystallinisches genannt (Naumann, Geognosie, 1858. I. 394). — Bei einem phanerokrystallinischen Gestein sind die einzelnen krystallinischen Gemengtheile bald als solche erkennbar und bestimmbar und man könnte ein derartiges phanerokrystallinisches Aggregat deshalb ein eudiagnostisches nennen. Bald ist aber blos die Zusammensetzung aus krystallinischen Mineralpartikeln noch offenbar, während die Natur der letzteren selbst als solche nicht mehr ohne weiteres erkannt werden kann; hier würde es sich also um ein zwar phanerokrystallinisches aber adiagnostisches Aggregat handeln. — Liegt der kryptokrystallinische Zustand vor, ist die Zusammensetzung aus krystallinischen Individuen zwar vorhanden, aber nicht mehr wahrnehmbar, so können dann selbstverständlich auch die einzelnen Individuen mit blossem Auge nicht mehr bestimmt oder erkannt werden; ein kryptokrystallinisches Gestein ist daher stets auch adiagnostisch.

Wenn sich das Vorstehende auf makroskopische Verhältnisse bezieht, so kehren bei der Betrachtung der Gesteinsdünnschliffe unter dem Mikroskop genau dieselben Gegensätze wieder. Auch in dieser Hinsicht giebt es

mikroskopisch-phanerokrystallinische endiagnostische,
mikroskopisch-phanerokrystallinische adiagnostische,
mikroskopisch-kryptokrystallinische (adiagnostische),

Gesteine (über die letztere Kategorie vgl. unten).

Vielfach sind die Begriffe krystallinisch und diagnostisch mit einander verwechselt worden, so z. B. von Rosenbusch (Massige Gesteine 1887. 375), welcher Grundmassepartieen, »die sich nur als ein krystallines Aggregat schlechthin, ohne weitere sichere Bestimmbarkeit der einzelnen Partikel erkennen lassen«, als kryptokrystallin bezeichnete. Die Krystallinität des Aggregats ist in diesem Falle gar nicht verborgen, sondern die mineralogische Natur der zusammensetzenden Theilchen; es handelt sich im Gegentheil hier um ein entschieden phanerokrystallinisches aber adiagnostisches Aggregat. Übereinstimmend unrichtig gebraucht z. B. Teall das Wort kryptokrystallin in seiner British Petrography 1888. 299, C. Schmidt bei seinen Beschreibungen von Porphyren (u. a. N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 461).

Es lässt sich nicht leugnen, dass der Begriff des Kryptokrystallinischen strenggenommen nur für das Makroskopische einen Sinn besitzt, nicht mehr für das Mikroskopische. Dem blossen Auge gegenüber besteht er da völlig zu Recht, wo sich nachweisen lässt, dass das makroskopisch-kryptokrystallinische Gestein, z.B. ein ganz homogen erscheinender dichter Kalkstein, in der That bei der Untersuchung im Dünnschliff mikroskopisch-phanerokrystallinisch ausgebildet ist. Aber in mikroskopischer Hinsicht hat die Bezeichnung kryptokrystallin eigentlich überhaupt insofern keine Berechtigung mehr, als sie auch hier eine zwar verborgene, aber doch immerhin wirklich vorhandene Krystallinität zugibt, während gerade mit unseren mikroskopischen Hülfsmitteln der analoge Nachweis, dass die letztere existirt, eben nicht mehr geführt werden kann.

Auf diesem mikroskopischen Gebiete, wo also bei dem Verborgensein einer Krystallinität ihr Dasein nur schwierig, nicht sicher oder überhaupt nicht festgestellt werden kann, handelt es sich daher weniger um den Gegensatz von phanero- und kryptokrystallinisch, als vielmehr um denjenigen von phanero- und dubiokrystallinisch. Die im letzteren Zustande ausgebildeten Gesteine oder Gesteinspartieen sind stets adiagnostisch. Dem Dubiokrystallinischen steht der mikroskopirende Petrograph ebenso rathlos gegenüber wie der in älterer Zeit mit blossem Auge oder der Loupe untersuchende der felsitischen Grundmasse; das Mikroskop hat hier die Schwierigkeit nur weiter hinausgeschoben.

Gleichmässig-körnige Structur. Das Gestein besteht aus lauter Körnern, welche nach allen drei Dimensionen ziemlich ebenmässig entwickelt sind und annähernd übereinstimmende Dimensionen besitzen. Diese Structurart findet sich sowohl makroskopisch als mikroskopisch ausgebildet. Bei dem makroskopisch gleichmässigen Korn unterscheidet man, obschon diese Bestimmungen nicht ganz

genau gefasst werden können, gross- oder grobkörnig, wenn die Mineralkörner über Erbsengrösse hinausgehen, mittelkörnig, wenn sie zwischen Hirsenkorn- und Erbsengrösse schwanken, kleinkörnig oder feinkörnig, wenn sie kleiner sind als Hirsenkörner. Man wird, um allzuviele Zerfällungen zu vermeiden, auch da noch von der makroskopisch gleichmässig-körnigen Structur reden, wo vielleicht eine in ihrem Gesammtvolumen ganz verschwindende Anzahl körniger oder auskrystallisirter Gemengtheile in mikroskopischer Kleinheit ausgebildet, in oder zwischen den grösseren liegt. Beispiele von solchen, dem blossen Auge gegenüber gleichmässig-körnigen Gesteinen liefern sowohl einfache als gemengte Gesteine, wie körniger Kalkstein, Steinsalz, Gyps u. s. w., ferner Syenite, Diorite u. s. w. Der Granit kann nicht mit vollstem Recht als gleichmässig-körnig struirt gelten, weil ein wesentlicher Gemengtheil desselben, der Glimmer, überhaupt nicht körnig, sondern lamellar ausgebildet ist. — In dem Begriff der gleichmässig-körnigen Structur liegt es nicht, dass alle Körner individualisirte krystallinische Mineralien sind: auch unkrystallinische Glaspartikel können sich, sofern sie eben gleichfalls Körner sind, an dem Aggregat betheiligen. Doch sind solche Vorkommnisse nur höchst spärliche Ausnahmen gegenüber den weitaus vorwaltenden krystallinisch-gleichmässig-körnigen Gesteinen.

Wenn die Mineralkörner nur von mikroskopischen Dimensionen sind, so gewährt das daraus zusammengefügte Gestein dem blossen Auge den Eindruck einer gleichmässigen homogenen Masse und bildet einen Theil derjenigen Gesteine, welche man die dichten nennt; z. B. dichter Kalkstein, viele Basalte.

Mit dem Worte »körnig« hat Rosenbusch einen ganz anderen fremden Begriff zu verbinden versucht. Das Wesen der körnigen Structur, wie sie im Granit, Syenit u. s. w. typisch vorliege, erblickte er im Jahre 1882 (N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 14) darin, dass in solchen Gesteinen »je ein Gemengtheil nur in einer bestimmten Phase des Gesteinsbildungsprocesses zur Ausscheidung gelangte«; »principiell wäre körnige Structur nicht unverträglich mit dem Vorhandensein von Theilen eines amorph erstarrten Magmas«. Dieser Definition entsprechend hätte man damals also auch ein vorwiegend glasiges Gestein als ein körniges bezeichnen müssen, sofern die darin (vielleicht nur ganz spärlich) ausgeschiedenen Feldspathe, Augite, Magnetite der angeführten Bedingung genügten, nur in je einer Generation aufzutreten. In seinem fünf Jahre später erschienenen Werk über die Massigen Gesteine (1887) ist sich Rosenbusch der Unhaltbarkeit dieser Definition bewusst geworden und erscheint dieselbe nun stillschweigend auf die überhaupt ganz krystallinischen Gesteine beschränkt; hier heisst ein körniges Gestein ein solches, welches nur aus krystallinischen Individuen besteht, und wobei die Bildung eines jeden derselben eine continuirliche, blos in einem einzigen Zeitabschnitt verlaufende war, welcher der Krystallisation der anderen Gemengtheile vorherging oder folgte, so dass also hier jeder Gemengtheil nur in einer einzigen Generation erscheint. — Man wird zugeben müssen, dass auch dieser neu eingeführte Begriff von »körnig« nicht in dem alten Worte steckt, welches von Generationen überhaupt nichts weiss, geschweige denn von dem Beschränktsein auf

eine. Wenn es angemessen erschien, für das erkannte Erstarrungsverhältniss, auf welches zuerst französische Petrographen die Aufmerksamkeit gelenkt haben, einen Ausdruck zu finden, so wäre jeder andere besser gewesen als »körnig«. Denn aus körnigen Individuen — nach dem bisherigen Sprachgebrauch — besteht auch ein grosser Theil der Porphyre, welche gerade zu den körnigen Gesteinen im Sinne von Rosenbusch in den stärksten Gegensatz treten sollen.

Dichte Structur. Dieser Ausdruck ist lediglich auf den makroskopischen Befund begründet und besagt, dass das Gestein dem blossen Auge oder der Loupe keine wohlerkennbaren Mineralelemente darbietet, sondern wie eine gleichartig beschaffene Masse aussicht. Bei der mikroskopischen Untersuchung eines dichten Gesteins kann dasselbe sich als sehr verschiedenartig zusammengesetzt und als verschiedenartig struirt erweisen. Es kann z. B. sein ein Aggregat gleichmässig grosser krystallinischer Körner, oder ein Aggregat allerfeinster krystallinischer Körnchen mit dazwischen ausgeschiedenen grösseren, aber ebenfalls noch mikroskopischen Individuen, oder ein Aggregat von krystallinischen Körnern und Lamellen oder ein solches blos der letzteren; oder es kann neben den krystallinischen Mineralpartikeln auch eine amorphe, z. B. glasige Substanz in geringerer oder grösserer Betheiligung vorhanden sein. Massen dieser Art werden auch als Aphanite bezeichnet (von *α* und *φαίνω*), weil die zusammensetzenden Partikel dem blossen Auge nicht als solche erscheinen. Der früher vielgebrauchte, dann in den Hintergrund getretene Name erweist sich in vielen Fällen als recht zweckmässig, z. B. zur Bezeichnung eines geologisch mit phaneromer ausgebildetem Diabas zusammenhängenden Gesteins, welches dieselben Gemengtheile wie dieser, nur als dicht erscheinendes Aggregat enthält; der Ausdruck Diabasaphanit erscheint hierfür gerechtfertigter als derjenige Mikrodiabas, weil hier überhaupt kein Diabas in dem üblichen Sprachgebrauch vorliegt. Durch die Endigung auf »Aphanit« wird auch eine willkommene Parallele zu derjenigen auf »Porphyr« geschaffen; beide stehen der gleichmässig körnigen makromeren Mineralcombination gegenüber. — Man hat auch als dicht diejenigen Massen bezeichnet, welche überhaupt aus nicht-individualisirter Substanz bestehen, z. B. Obsidianglas, und diese homogen-dichten Gesteine in Gegensatz gestellt zu den ganz- oder halbkrystallinisch dichten. — Zu bedenken ist ferner, dass auch klastische Gesteine, wenn die sie zusammensetzenden fragmentaren Mineralpartikel höchst winzige Dimensionen besitzen, makroskopisch den Zustand des »Dichten« annehmen können; von den gleichmässig-krystallinisch-körnigen »dichten« Gesteinen sind sie manchmal nur schwierig zu unterscheiden.

Durch die Beobachtungen, welche man bei der vor unseren Augen vorgehenden Erstarrung der künstlichen Schmelzproducte anstellen kann, sowie durch zahlreiche andere Erscheinungen, welche die Ausbildungsweise der Gesteine im Vergleich mit ihrem geologischen Vorkommen darbietet, ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, dass bei denjenigen Gesteinen, die durch Erstarrung entstanden sind, der grobkörnige, feinkörnige, krystallinisch-dichte und glasig-dichte Zustand durch die langsamer oder rascher erfolgte Abkühlung hervorgebracht worden ist.

Je langsamer die Abkühlung erfolgte, desto längere Zeit war den im Magma prädisponirten Mineralien zur Auskrystallisation und Vergrösserung gewährt, ein desto grobkörnigeres Gestein war das Resultat des Erstarrungsprocesses. Je rascher der letztere vor sich ging, um so kleiner fielen die sich gegenseitig in ihrer Entwickelung hemmenden Krystalle aus, und wenn die Abkühlung sehr rasch erfolgte, so wurde die Structur des entstehenden Gesteins eine homogen-dichte.

Richtungslose Structur. In der Vertheilung und Lage der Mineralindividuen ist gar kein Gesetz der Anordnung nach irgend einer bestimmten Richtung zu erkennen, vielmehr sind dieselben nach allen möglichen Richtungen mit und durch einander verwachsen, so dass das Gestein auch beim Zerschlagen ganz unregelmässige Bruchstücke liefert. Diese Structur bildet den directen Gegensatz zu der planen und linearen Parallelstructur, sowie zu den centrischen Structuren. Es ist einleuchtend, dass sie bei einer Zusammensetzung blos aus Körnern, die selbst nach allen Richtungen ziemlich gleichmässig entwickelt sind, nicht so charakteristisch hervortritt, als da, wo das Gestein auch lamellare, leistenförmig oder stengelig geformte Gemengtheile enthält, welche, andererseits auch eines Parallelismus fähig, hier denselben eben nicht besitzen. Ein ausgezeichnetes Beispiel der richtungslosen Structur bietet der Granit mit seinen nach allen Richtungen gelagerten Glimmerblättern. — Naumann schlug für diese Structurmodalität die Bezeichnung Massivstructur vor, welche zu Verwechslungen führen konnte; einer solchen Verwechslung scheint u. A. v. Lasaulx anheimgefallen zu sein, welcher die in Rede stehende Structur die »massige« nennt, wie dies auch von Kalkowsky u. A. geschieht: massig ist eine Bezeichnung für die Art und Weise der Ablagerung, überhaupt nicht für eine Structur; auch ein deutlich geschichtetes Gestein, der Gegensatz des massig auftretenden, kann richtungslos struirt sein, wie ein massiges keine Richtungslosigkeit zu zeigen braucht.

Schieferige Structur. Gewisse Gesteinselemente, deren Form eine auffallend grösste Durchschnittsfläche besitzt, sind nach einer bestimmten Ebene parallel angeordnet und das Gestein spaltet in Folge dessen nach dieser Ebene viel leichter als nach allen anderen Richtungen. Diese schieferige Structur bildet daher einen Theil desjenigen, was man plane Parallelstructur genannt hat. Vor allem sind es die lamellaren Individuen des Glimmers, welche durch ihren Parallelismus das ausgezeichnet schieferige Gefüge z. B. des Glimmerschiefers und Gneisses hervorbringen; ihnen schliessen sich mit derselben Wirkungsweise an die Blättchen des Chlorits, Talks und verwandter lamellarer Mineralien, welche alle sowohl in den krystallinischen als klastischen Schiefern eine grosse Rolle spielen. Desgleichen können lamellare Lagen von Quarz die Schieferung unterstützen. Aber auch in Eruptivgesteinen kann dadurch, dass tafelförmig ausgebildete Mineralien, wie Orthoklase, Sanidine, Plagioklase, Augite, Biotite mit ihren breitesten Flächen parallel gelagert sind, eine ausgesprochene Schieferigkeit hervorgebracht werden, z. B. in Phonolithen, gewissen Trachyten, Rhyolithen, Syeniten u. s. w.

Die Ursache der parallelen Anordnung der lamellaren Mineralgemengtheile

ist verschieden. Indem hier die schieferigen Sedimentgesteine mit in Betracht gezogen werden, kann sie einmal dadurch erfolgt sein, dass die Lamellen, als sie, dem Zuge der Schwerkraft folgend, zu Boden sanken, sich sämmtlich auf ihre breite Seite legten, welche die beste Unterstützung darbot, und sich so parallel übereinanderschichteten. In diesem Falle beruht also die Schieferung auf einem ursprünglichen Absatzvorgang und sie geht parallel mit der Ablagerungsweise des ganzen Gesteins in Schichten. Die plane Parallelstructur kann aber auch erst nach der Ablagerung des sedimentären Gesteins hervorgerufen worden sein, indem die Lamellen, welche innerhalb der noch einer gewissen Nachgiebigkeit fähigen Masse eingeschlossen waren, durch einen seitlichen Druck gezwungen wurden, sich sämmtlich parallel anzuordnen. Dabei fällt natürlich die Schieferstructur nicht mehr mit dem Verlauf der ursprünglichen Schichtung zusammen. Über diese sog. secundäre oder transversale Schieferung vgl. später, wo von den Structurverhältnissen der Schichten die Rede ist. Es ist nicht wohlgethan, wie es z. B. von Loretz und Gümbel geschieht, blos die transversale Schieferung als Schieferung zu bezeichnen. Für eine ganze Menge von Gesteinen, deren Namen sich althergebrachter Weise auf »Schiefer« endigt, würde dadurch diese Bezeichnung zu einer ungerechtfertigten, indem bei ihnen die Schieferung eine primäre ist; z. B. Mergelschiefer, Sandsteinschiefer.

Ausser der erwähnten primären und der durch Druck hervorgerufenen secundären transversalen Schieferung kann noch eine dritte Art von planer Parallelstructur durch den Druck erzeugt werden, wenn nämlich vermöge desselben (auch in bereits secundär geschieferten Massen) eine Anzahl von mehr oder weniger parallel verlaufenden, oft nur haarfeinen Kluftflächen (»Quetschlossen«) entsteht, welche entweder leer bleiben, oder mit späteren Absätzen z. B. von Quarz, glimmerigen Substanzen ausgefüllt werden. Diese Erscheinung, welche oft eine Spaltbarkeit des Gesteins in der gedachten Richtung zur Folge hat, so dass diese sich mit der etwa vorhandenen, durch Schieferung bedingten schneidet, hat man Pseudoschieferung genannt. Da es sich hier wesentlich zunächst nur um die Ausbildung von Spaltensystemen, um eine Aufhebung des Gesteinszusammenhangs handelt, so ist klar, dass damit ein Parallelismus der eigentlichen mineralischen Gesteinscomponenten nicht verknüpft zu sein braucht, im Gegensatz zu jener primären und secundären Schieferung.

Bei den Eruptivgesteinen wird die angeführte Schieferung als primäre Erscheinung bewirkt durch die Bewegungsrichtung des noch plastischen Magmas, in welchem platte Mineral-Individuen schon ausgeschieden waren, oder durch den eine richtende Kraft ausübenden Andruck gegen solide Begrenzungsflächen; die Schieferung macht sich daher hier auch namentlich an den peripherischen Theilen der Erstarrungsmassen geltend. Eine Art von primärer planer Parallelstructur kann in den geflossenen Eruptivgesteinen auch durch die Gegenwart zahlreicher plattgedrückter parallel gerichteter Blasenräume oder solcher Mandeln hervorgebracht werden. — Ursprünglich richtungslos oder wenigstens nicht schieferig struirte eruptive Massengesteine werden durch den Gebirgsdruck unter oftmaliger

gleichzeitiger Entstehung manchfacher Umbildungs- und Neubildungsproducte ebenfalls auf secundärem Wege mit einer Schieferigkeit versehen; vgl. in Betreff des Details dieses verbreiteten Vorgangs den Abschnitt über die Umwandlungen der Gesteine durch Druckwirkungen.

Endlich können auch organische Überreste durch ihre breit ausgedehnte platte Form und parallele Vertheilung die Bedingungen zur Ausbildung einer mehr oder weniger deutlichen Schieferstructur liefern, ja es kann durch die Zusammensetzung des Gesteins aus lauter platten oder plattgedrückten Organismenresten eine zum Theil sehr vollkommene Schieferstructur erzeugt werden z. B. im Polirschiefer durch Diatomeenpanzer, in der Schieferkohle durch platt übereinanderliegende verkohlte Pflanzen. Auch platte Gerölle vermögen die Schieferigkeit hervorzubringen oder zu erhöhen.

Man unterscheidet vollkommenschieferig und unvollkommenschieferig, je nachdem die Spaltungsflächen glatt, eben und stetig (z. B. beim Dachschiefer) oder in entgegengesetzter Weise ausgebildet sind (z. B. beim Kalkglimmerschiefer, in dem nur wenige parallele Glimmerlamellen vorkommen); geradschieferig, krummschieferig, wellenförmigschieferig, verworrenschieferig je nach der Oberflächenform der Spaltungsebene; dünnschieferig und dickschieferig, je nachdem die Zwischenräume zwischen den einzelnen Flächen, nach welchen die Spaltung gelingt, klein oder gross sind. Unvollkommenschieferige Gesteine sind meistens dickschieferig, vollkommenschieferige meistens dünnschieferig.

Eine andere Äusserung der planen Parallelstructur ist die gebänderte oder Lagenstructur. Dabei besteht das Gestein aus mehreren vielfach mit einander abwechselnden, parallel unter einander geordneten Lagen von abweichender mineralischer Natur und oft zugleich gegensätzlicher Structur. Bei dem Turmalinschiefer sind oft alternirende Lagen von feinkörnigem Quarz und feinnadelförmigem Turmalin mit einander verbunden. Bei Gneissen wechseln parallele richtungslos struirte Lagen eines hellen gleichmässig-körnigen Quarz-Feldspathgemenges mit dunklen ab, in denen weit überwiegender Biotit eine Schieferstructur hervorbringt.

Flaserige Structur; darunter versteht man die Erscheinung, dass linsenförmige platte und körnige Lagen eines Minerals mit noch dünneren schuppigen Lagen abwechseln, welche sich zwischen den ersteren hinschmiegen und um ihre Ränder umbiegen, aber doch so, dass eine parallele Anordnung beider Lagen offenbar ist. Man pflegt bei dieser Structur, die u. a. dem Gneiss oft eigen ist, grobflaserig, kleinflaserig, feinflaserig, geradflaserig, wellenförmigflaserig, knotigflaserig, verworrenflaserig, schmalflaserig, breitflaserig zu unterscheiden. Sie hält die Mitte zwischen schieferiger und richtungsloser Structur.

Etwas ähnliches ist die sog. durchflochtene Structur; hier laufen die Gesteinsstreifen von verschiedener Farbe und Beschaffenheit nicht einander parallel, sondern kreuzen sich unter verschiedenen Winkeln; dadurch entsteht eine netzförmige Anordnung. Die eine Substanz des Gesteins bildet dann gewissermassen Kerne, um welche sich die andere Streifensubstanz allseitig herum-

legt. In dieser Weise sind manche aus Kalkstein und Thonschiefer zusammengesetzte Gesteine ausgebildet: der Thonschiefer stellt in dünnen Lamellen ein Netz- oder Flechtwerk dar, dessen Maschen mit Kalkellipsoiden ausgefüllt erscheinen.

Schuppig nennt man die Structur eines Gesteins, wenn dasselbe entweder gänzlich oder zum grössten Theil aus kurzen dünnen Blättchen zusammengesetzt ist. Diese Structur geht natürlich bei paralleler Anordnung der Schuppen in die schieferige über; etwas selbständiges ist die verworren schuppige Structur, bei der die Schuppen ganz richtungslos umherliegen und mit einander verwachsen sind.

Lineare Parallelstructur. Wie bei der Schieferstructur die Gemengtheile nach parallelen Flächen angeordnet sind, wodurch eine plane Parallelstructur hervorgerufen wird, so sind bei der linearen Parallelstructur alle oder einige Mineral-Individuen, welche eine einseitige lineare Längsausdehnung besitzen, mit derselben auf weite Entfernungen hin parallel gerichtet, anscheinend förmlich körperlich ausgereckt, weshalb man dieses Gefügeverhältniss auch als Streckung bezeichnet hat. So z. B. finden sich in manchen eruptiven Syeniten die grösseren Hornblendesäulen alle nach einer Richtung hin ausgestreckt, in manchen Trachyten sind die leistenförmigen Sanidine alle auffallend mit ihren Längsaxen parallel gelagert. Es ist offenbar, dass in diesen Fällen der makroskopische Linearparallelismus der Gemengtheile durch die fliessende Bewegung einer noch zähen Masse hervorgebracht wurde, wie in manchem Lavastrom die gleichsinnige, der Richtung desselben parallele Ausstreckung der Feldspath- oder Augitkrystalle zeigt. In der Leucitlava von Borghetto sind sogar die Leucitkrystalle trotz ihrer regulären Form einseitig in der Richtung des Stroms in die Länge gezogen (Breislak, Lehrb. d. Geologie III. 289). Eine ähnliche, von derselben Ursache bedingte Erscheinung gibt sich in der oft sehr deutlichen und der Richtung des Stroms parallelen Verlängerung der Blasenräume kund, wie auch in alten Mandelsteinen die Mandeln und Geoden, welche ihrerseits Ausfüllungen von Blasenräumen sind, sehr häufig eine ausgezeichnete Längsstreckung und zugleich eine parallele Lage ihrer grössten Axen erkennen lassen.

Äusserlich dieser Parallelstreckung von Gemengtheilen in den erwähnten massigen Eruptivgesteinen bisweilen ähnlich, aber genetisch total davon verschieden ist jene, namentlich zuerst von Naumann eingehend beschriebene Erscheinung der linearen Parallelstructur, welche sich in den nebenbei mit planer Parallelstructur versehenen krystallinischen Schiefern findet. In allen diesen letzteren Fällen ist aber die lineare Streckung insofern der Plattung untergeordnet, wiefern die Structurlinien stets den Structurflächen parallel sind und folglich nur in denjenigen Bruch- oder Spaltungsflächen des Gesteins deutlich hervortreten, welche der Structurfläche entsprechen. »So lassen sehr viele Gneisse, Glimmerschiefer, Quarzschiefer, Hornblendeschiefer die lineare Parallelstructur in grosser Vollkommenheit erkennen, indem auf ihren Spaltungsflächen eine Ausstreckung gewisser Gemengtheile oder Aggregate, z. B. der Glimmerflasern, und eine parallele Ablagerung der längsten Axen derselben so unverkennbar hervor-

tritt, dass sie jedem Beobachter auffallen muss«. Am Gneiss insbesondere ist die Streckung zuweilen so durchgreifend durch die ganze Gesteinsmasse ausgebildet, dass die Plattung fast gänzlich verloren geht, indem die Gemengtheile zu lauter langgestreckten stengeligen Aggregaten vereinigt sind, in welchen man oft nur mit Mühe die wahre Lage der Structurfläche zu erkennen vermag, während die Structurlinien mit eminenter Deutlichkeit hervortreten (stengeliger Gneiss, Holzgneiss). In anderen Varietäten des Gneisses sind die Glimmerblättchen nach lauter parallelen Linien geordnet, welche auf den Spaltungs- oder Schichtungsflächen des Gesteins zuweilen viele Fuss weit mit bewundernswerther Regelmässigkeit zu verfolgen sind. In noch anderen Varietäten erscheinen nur die auf den Spaltungsflächen vorwaltenden Glimmerflasern sehr auffallend in die Länge gezogen. Endlich sind es auch bisweilen die Feldspathkrystalle, in deren Anordnung die Erscheinung sichtbar wird; so berichtet Fr. Hoffmann, dass an der Punta della Figurella in Sicilien der Gneiss mit zollgrossen Feldspathkrystallen erfüllt ist, welche alle nach einer und derselben Richtung ausgestreckt liegen. Nächst dem Gneiss sind es besonders gewisse schieferige Quarzite, welche die Erscheinung recht auffallend wahrnehmen lassen, indem die beigemengten Glimmerschuppen auf den Spaltungsflächen oder Schichtungsfugen in lauter parallele Streifen versammelt sind, was bisweilen in einem sehr feinen Maassstabe ausgebildet ist, daher denn die entblössten Flächen bald striemig, bald fein gestreift erscheinen.

Schon 1848 wurde von Naumann (Geognosie I. 471) hervorgehoben, dass die Streckung an einer und derselben Localität, ja dass sie oft über grosse Räume eine sehr constante mittlere Richtung behauptet, dass sich diese Richtung von der Lage der Schichten oft völlig unabhängig erweist und dass die ganze Erscheinung in dem alten krystallinischen Schiefergebirge eben so häufig vorkommt, wie sie in den neueren sedimentären Schiefern selten getroffen wird. Doch finden sich auch zuweilen Grauwackenschiefer, welche auf ihren Spaltungsflächen eine striemige oder langflaserige Structur zeigen, oder welche Thonschieferlamellen enthalten, die wie Weidenblätter in die Länge gezogen sind. Auch zeigen wohl Conglomerate eine sehr auffallende lineare und parallele Ausreckung ihrer Gerölle. — Nach den neueren Ansichten ist das Phänomen der Streckung bei diesen Schiefern secundärer Natur und beruht auf einer mechanischen Beeinflussung derselben; Naumann bereits führte es (a. a. O.) auf »eine Dislocation zurück, welche mit einer Gleitung, Rutschung und Ausdehnung verbunden war, wodurch eine innere Verschiebung aller Theile, ein »motus intestinus« der ganzen Masse und somit eine gleichsinnige Streckung derselben verursacht wurde«; vgl. auch Daniel Sharpe im Quart. journ. geol. soc. III. 1847. 74.

Fluctuationsstructur. Man versteht darunter ein Gefüge, welches die Bewegungen innerhalb einer Eruptivmasse unmittelbar vor deren Erstarrung zur Anschauung bringt. In den meisten Fällen ist diese Structur nur mikroskopisch ausgebildet. In den Gläsern und Halbgläsern ist es eine vielverbreitete Erscheinung, dass die mikroskopischen nadelförmigen Mikrolithen, welche in der Glas-

masse ausgeschieden liegen, innerhalb derselben stellenweise zu Strängen, Strömen und Schwärmen zusammengruppirt sind, welche einen welligen, gewundenen Verlauf haben, welche sich vor einem grösseren Krystall aufstauchen, denselben augenähnlich umfliessen, um sich dahinter wieder zu vereinigen, oft auch vor einem solchen förmlich zerstoben, auseinandergetrieben und zersplittert erscheinen — alles Verhältnisse, welche augenfällig auf die Fluctuationen hinweisen, die in dem erstarrenden Magma stattfanden und noch zu wirken fortfuhren, als jene Mikrolithen bereits ausgeschieden waren.

Eine ganz analoge Mikrostructur, ähnliche Bewegungsphänomene, von welchen die Bruchflächen der Handstücke dem blossen Auge oder der Loupe nichts verrathen, enthüllen nun auch überaus häufig die Dünnschliffe der eigentlich nur zum Theil krystallinischen Massengesteine, der Basalte, Trachyte, Phonolithe, Melaphyre u. s. w. Die kleinsten leistenförmigen Durchschnitte von Feldspath, Säulchen von Augit, schmale Nephelinrechteckchen, Mikrolithen verschiedener Art, kurz die mit einer Längsaxe versehenen mikroskopischen Gebilde, welche anderswo im richtungslosen Gewirre umherliegen, sind streckenweise wie die Baumstämme in der Fluth einer Holzschwemme parallel neben einander gruppirt zu Strömen, welche sich oft hin und her winden, welche fächerartig oder eisblumenähnlich auseinanderlaufen; wo grössere Krystalle diesen Strängen länglicher nadelförmiger Körper im Wege liegen, da werden sie von ihnen umzingelt, wobei sich letztere alle tangential stellen, oder die Ströme sind aus ihrem Verlauf abgelenkt und zur Seite geschoben, oder wie durch einen harten Stoss endigen sie plötzlich davor, und die kleinen Mikrolithen sind nach allen Richtungen auseinandergefahren.

Zur Beobachtung dieser Erscheinungen der Mikrofluctuationsstructur ist es gerathen, sich gekreuzter Nicols zu bedienen, da alsdann die einzelnen farbig werdenden Kryställchen mit ihrer charakteristischen Richtung sich noch besser, als im gewöhnlichen Licht herausheben. Ferner benutze man nur schwache Vergrösserung, um auf einmal einen grösseren Theil des Präparats überschauen und den Verlauf der Strömungen weiter verfolgen zu können. — Für das deutliche Hervortreten der einst erfolgten Fluctuation ist, wie man sieht, die Gestalt der Kryställchen nicht ohne Bedeutung: sind letztere mit einer Längsaxe versehen, so werden selbst schwache Bewegungen der Masse zum Ausdruck kommen; haben sie eine rundliche Körnerform, so kann es leicht geschehen, dass stattgefundene Fluctuationen im Gesteinsbilde fast unausgeprägt geblieben sind.

Auch durch dunkle Körnchen, welche neben einander zu Reihen gruppirt sind, die sich parallel zu Strängen zusammenfügen, wird in manchen Gesteinen, z. B. Pechsteinen, Rhyolithen eine solche Structur zum Ausdruck gebracht. Diese Körnchenstränge winden sich auf das verschiedenartigste und bizarrste hin und her, so dass die durch ihren Verlauf gebildeten Zeichnungen marmorirten Papieren nicht unähnlich sehen. Ferner sind es wohl gekräuselte oder gebogene, durch Farbe und Beschaffenheit abweichende Streifen von felsitischer Materie, wodurch die Bewegungsvorgänge zur Anschauung gelangen; oder eine streifige

Anordnung verschieden gefärbter Glaslagen; oder eine bandweise Abwechslung von rein glasigen oder halbentglasten solchen Lagen.

Drei wichtige Punkte sind es namentlich, worauf diese eigenthümliche Mikrostructur, welche unzweifelhaft mit Fluctuationen der erstarrenden Masse zusammenhängt, ganz offenbar verweist. Einerseits deutet sie an, dass das damit versehene Gestein einstmals (als Magma) eine plastische Beschaffenheit besass, und dass darin zu einer Zeit, als grössere Krystalle schon ausgeschieden waren, noch Verschiebungen der kleineren Mikrolithen erfolgten. Bald nachdem diese Strömungen stattfanden, scheint alsdann die Masse so rasch festgeworden zu sein, dass dieselben gewissermassen fixirt wurden und so der heutigen Beobachtung aufbewahrt blieben. Damit steht sodann die fernere Folgerung im Zusammenhang, dass die grossen und kleinen Krystalle nicht genau auf der Stelle, wo wir sie erblicken, auch von Anfang an gebildet, sondern dass sie durch rein mechanische Einwirkung der umgebenden plastischen Masse in ihre jetzige Lage gebracht wurden. Andererseits wird durch diese Structur dargethan, dass die zusammensetzenden kleinsten Kryställchen ihre gegenseitige Gruppirung und Gestalt, welche von der Verfestigung her datirt, noch nicht verändert haben, dass, welchen nachträglichen Umwandlungen auch die mit dieser Mikrostructur ausgestatteten Gesteine im Lauf der Zeit anheimgefallen sind, diese Alterationen nicht entfernt hingereicht haben, die charakteristische Urstructur derselben zu verwischen.

Die Mikrofluctuationsstructur tritt selbst da noch auf, wo eine ganz spurenhafte, fast verschwindende Glassubstanz nur wie ein Hauch zwischen den krystallinischen Gemengtheilen steckt. Im Hinblick auf diese Verhältnisse möchte man geneigt sein, in dem Vorhandensein dieser Structurerscheinung einen Hinweis auf die gleichzeitige Gegenwart einer wenn auch noch so spärlich entwickelten — meist hyalinen — amorphen Substanz auch in denjenigen Gesteinen zu finden, in welchen diese selbständig nicht zu erkennen ist, obschon am Ende auch gedacht werden kann, dass diejenige Schmelzmasse, innerhalb welcher die ausgeschiedenen Individuen ihre Bewegungen durchmachten, ihrerseits schliesslich zwischen denselben zu einem feinerkörnigen ganz krystallinen Aggregat erstarrt sei.

Auf die in Rede stehenden Phänomene ist wohl zuerst in der Abhandlung von E. Weiss: Beiträge zur Kenntniss der Feldspathbildung, Haarlem 1866. 143 hingewiesen worden; es scheint, dass dieselben fast gleichzeitig und unabhängig von diesem Forscher, von H. Vogelsang (Philosophie d. Geologie 1867. 138) und von F. Z. (Z. geol. Ges. 1867. 742) beobachtet und in ihrer Bedeutung erkannt wurden. — Was den Ausdruck anbelangt, so dürfte der Name Fluctuationsstructur trotz der grösseren Länge vor demjenigen Fluidalstructur den Vorzug verdienen; es kommt nämlich hier auf die Fluctuationen eines Fluidums, nicht auf das letztere als solches an; die Bezeichnung muss sich an den Vorgang der Bewegungen, nicht an den Zustand der beweglichen Masse selbst knüpfen, und der Begriff des Fluidums schliesst noch nicht die darin stattgefun-

denen Fluctuationen ein. — Lossen bezeichnet die Flussstructur als Rhyotaxis.

Es ist klar, dass diese, in erster Linie durch lineare Mineralgebilde hervorgebrachte Mikrofluctuationsstructur nur eine im minutiösesten Maassstab und in reichlichster Entfaltung vorliegende Abart derjenigen makroskopischen Gefügemodalität darstellt, welche oben (S. 461) als lineare Streckung bei massigen Eruptivgesteinen aufgeführt wurde.

Die Bewegungserscheinungen, welche den Begriff der Fluctuationsstructur begründen, kommen aber nicht nur in der Richtung vorwiegend eindimensionaler Körper, sondern auch in dem Verlauf etwas abweichend beschaffener Gesteinslagen, also gewissermassen mit Beziehung auf den planen Parallelismus zum Ausdruck. Schon makroskopisch sieht man z. B. bei vielen geflossenen Rhyolithen, manchen Quarzporphyren eine feine wellige Kräuselung von abwechselnd röthlichen, graulichen, gelblichen dünnen Lagen, welche grössere Krystalle augenartig umzingeln und u. d. M., durch welches diese Structur oft überhaupt erst enthüllt wird, meist eine etwas verschiedene Beschaffenheit in mineralischer Zusammensetzung oder in der specielleren Structur offenbaren. Diese gebänderte Structur, welche man auch die eutaxitische zu nennen vorgeschlagen hat, deutet auf eine beträchtliche Viscosität und schlierenhafte Beschaffenheit der Lava, in welcher beim Fliessen die verschiedenartig sich verhaltenden Partieen zur Ausbreitung gelangten und auch compactere und porösere Lagen mit einander abwechseln können. — Eine ähnliche Fluctuationsstructur kann vielleicht anfangs ganz latent gewesen sein, indem sie gar nicht mit einem erkennbaren Gegensatz der wellig gebogenen Lagen verknüpft war. Wofern aber letztere z. B. durch abweichende Dichtigkeitsgrade von einander verschieden waren, musste es bei einer späteren Einwanderung färbender Substanzen (Eisenoxyd, Eisenhydroxyd u. s. w.) in das Gestein geschehen, dass diese nur in gewissen Lagen zum Absatz gelangten, von den dichteren nicht aufgenommen werden konnten. In diesem Falle handelt es sich also um eine als solche erst secundär zur Erscheinung kommende, früher ganz oder fast ganz verborgen gewesene Fluctuationsstructur.

Als Migrationsstructur bezeichnete Gümbel diejenige von der vorstehenden genetisch ganz verschiedene, bei welcher in ähnlicher Weise »eine streifenweise wechselnde, wie durch eine fliessende Bewegung erzeugte Sonderung der Gesteinsmaterie sich bemerkbar macht. Dieselbe ist jedoch (nicht auf die Fluctationen innerhalb eines erstarrenden Eruptivmagmas zurückzuführen, sondern) Folge einer secundären Ansiedelung von Mineralien, welche durch die Zersetzung gewisser Gemengtheile erzeugt, von ihrem Ursprungsorte entfernt, in der Nähe nach und nach zur Ausbildung gelangten und durch ihre reichlichere oder spärlichere Anhäufung den hierbei eingeschlagenen Weg ihrer Wanderung erkennen lassen. Derartige Zeichnungen trifft man besonders häufig bei den sog. Schalsteinbildungen«.

Porphyrische Structur: sie besteht darin, dass in einer dem blossen Auge gegenüber mehr oder weniger homogen erscheinenden Masse, der Grundmasse,

Krystalle oder krystallinische Körner hervortreten, welche sich in auffallender Weise durch Grösse auszeichnen. Diese grösseren Krystalle können einem einzigen Mineral oder mehreren Mineralien angehören. Der Regel nach sind in diesen grösseren Ausscheidungen (viel minder gut Einsprenglinge genannt) mit die ersten Producte der Verfestigung zu erblicken; die Grundmasse gelangte als solche dann zur Hauptsache erst in einem späteren Act der Gesteinsbildung zur Verfestigung. — Der makroskopisch als homogen sich darstellende Zustand der Grundmasse kann darin beruhen, dass sie

a) ein blosses Gemenge von mikroskopisch-kleinen Mineral-Individuen ist — vollkrystallinische Ausbildung; oder

b) ein solches krystallinisch-körniges Mineralaggregat, untermengt in verschiedenem Verhältniss mit amorphen, nicht individualisirten Theilchen darstellt — halbkrystallinische Ausbildung; oder

c) eine gleichmässig verbreitete amorphe, vorwiegend glasige Masse ist, mit nur relativ spärlichen oder gar keinen mikroskopischen krystallinischen Individualisirungen — unkrystallinische Ausbildung.

Diejenigen Mineralien, welche in der Grundmasse als grössere ausgeschiedene Krystalle liegen, pflegen sich meist auch unter den mikroskopischen Individuen wiederzufinden, aus denen die Grundmasse entweder lediglich oder in Verbindung mit amorpher Substanz aufgebaut ist; dagegen betheiligen sich an der Grundmasse in der Regel noch andere Mineralarten, welche nicht als ausgeschiedene Individuen vorkommen.

Vor allem ist daran festzuhalten, dass seiner ganzen historischen Entwickelung nach der Begriff der Porphyrstructur — sowie auch derjenige der Grundmasse — ein rein makroskopischer gewesen ist; woraus die Grundmasse im speciellen Falle u. d. M. besteht, ist für den Begriff des Porphyrs gleichgültig. — Der Name kommt von πορφυρίτης (porphyrites lapis), von πορφύρα die Purpurschnecke, womit zunächst im Alterthum das purpurfarbene Gestein aus den ägyptischen Brüchen mit seinen blassröthlichen Feldspathausscheidungen (vgl. Hornblendeporphyrit) belegt wurde; Gesteine, welche die an demselben hervortretende, eben in Rede stehende Structur in ähnlicher Weise zeigten, wurden dann Porphyre genannt. — Die aus der Grundmasse ausgeschiedenen Krystalle schlug Iddings 1889 vor, mit dem abnorm gebildeten Worte Phenocrysts (von φαίνω und κρύσταλλος) zu belegen.

Im Laufe der Zeit sind zwei Versuche, beide von Rosenbusch, gemacht worden, diesen althergebrachten Begriff eines Porphyrs zu verändern.

Bei dem ersten Versuch ging Rosenbusch davon aus, dass »die porphyrische Structur ein durchaus unsicherer Begriff geworden sei«, weil »der niemals genau definirte, allezeit sehr verschieden gedeutete Begriff Grundmasse sich nach Einführung des Mikroskops als ein sehr complexer erwies und sehr verschiedenartige Dinge umfasste« (so lautet die Begründung in einer späteren Abhandlung, N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 3). Dem gegenüber muss hervorgehoben werden, dass der makroskopische Begriff Grundmasse stets gut definirt gewesen und ganz un-

abhängig davon ist, was in der Grundmasse speculativer Weise vorausgesetzt oder darin u. d. M. gefunden wurde. Rosenbusch glaubte nun in der ersten Auflage seiner Massigen Gesteine (1877) porphyrische Structur nur da anerkennen zu sollen, wo Reste einer irgendwie gearteten amorphen (mikrofelsitischen oder amorphen) Gesteinsbasis in der Grundmasse nachweisbar waren; »es trat in der althergebrachten Definition der porphyrischen Structur an die Stelle des vieldeutigen und vielartigen Begriffs Grundmasse der präcise und nicht misszuverstehende Begriff amorphe Basis und damit war anscheinend die historische Continuität der Begriffsentwickelung mit der wünschenswerthen Präcision geeinigt«. Es ist in der That nicht einzusehen, wie darin eine »historische Continuität der Begriffsentwickelung« liegen soll, dass das Wesen eines fast ein Jahrhundert alten makroskopischen Begriffs nun plötzlich in etwas Mikroskopischem gesucht wird, womit der Name ganz und gar nichts zu thun hat. Doch sollen an dieser Stelle keine weiteren Einwendungen gegen dieses unstatthafte Übertragen eines makroskopischen Structurverhältnisses auf das mikroskopische Gebiet laut werden, weil der Urheber dieser Definition von Porphyrstructur dieselbe, nachdem sie viel Verwirrung namentlich bei jugendlichen Forschern angestiftet, selbst zurückgezogen hat (N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 3). Wenn aber die Zurückziehung (wie es dort heisst) deshalb erfolgte, weil »dem Irrthum die Verwechslung der Begriffe körnig und holokrystallin zu Grunde liegt«, so ist der eigentliche Grund des Irrthums überhaupt gar nicht einmal eingesehen worden.

Rosenbusch definirt letzthin die porphyrische Structur (im Gegensatz zu seiner, durch einen continuirlichen Krystallisationsprocess charakterisirten »körnigen«) als diejenige, bei welcher eine Wiederkehr oder Recurrenz gleichartiger oder gleicher Mineralbildungen vorhanden ist, indem einer oder mehrere derselben in wenigstens zwei zeitlich getrennten Perioden sich aus dem Eruptivmagma ausschieden, wobei je die ältere Generation sich gegenüber der oder den jüngeren meistens durch vollkommenere Auskrystallisation und durch bedeutendere Dimensionen auszeichnet.

Wie man sieht, enthält diese Definition für die Porphyre des üblichen Sprachgebrauchs nichts wesentlich Neues; nur die Worte Recurrenz und Generation werden, wenigstens in der deutschen Literatur, zum erstenmal angewandt, nachdem Fouqué und M. Lévy das, worum es sich dabei handelt, schon früher auseinandergesetzt hatten. Thatsächlich ist sie für jene nur eine anders ausgedrückte und gruppirte Zusammenfassung der drei altbekannten Sätze: 1) Porphyrstructur besteht in dem gleichzeitigen Vorhandensein einer Grundmasse und ausgeschiedenen grösseren mehr oder weniger selbständig begrenzten Mineral-Individuen; 2) diese grösseren Individuen sind vorwiegend älter als die Grundmasse; 3) die letztere pflegt hauptsächlich aus kleineren Individuen derselben Mineralarten zusammengesetzt zu sein, welche auch makroskopisch hervortreten.

Alle dem üblichen Sprachgebrauch nach so genannten Porphyre sind es auch zufolge der eben angeführten Definition von Rosenbusch. Dagegen muss Rosenbusch zu seinen Porphyren auch Gesteine zählen, welche dem gewöhnlichen

Sprachgebrauch gemäss nicht dazu gehören. So z.B. diejenigen granitischen, bei welchen in einer mittelkörnigen oder feinkörnigen Hauptmasse (nicht als homogen erscheinenden Grundmasse) sehr grosse Feldspathkrystalle liegen, indem dabei vorausgesetzt wird, dass diese einer älteren Generation angehören, als die kleineren der Hauptmasse. Ja Rosenbusch ist genöthigt, auch ganz gleichmässig-körnige Vorkommnisse zu seinen Porphyren zu rechnen, indem für dieselben das Vorhandensein eines oder mehrerer Gemengtheile in zwei Generationen sich erweisen lässt; dies besitzt selbst für so viele Granite Geltung, dass deren nur wenige seinem Begriff des Körnigen gegenüber Stand halten, und findet auch bei manchen Gabbros statt, in denen man ebenfalls von jeher gerade den Typus des nicht-porphyrischen Gesteins erblickt hat. Dass eine auf solche Erscheinungen der Recurrenz begründete Zuweisung der betreffenden Vorkommnisse zu den Porphyren und Abtrennung derselben von den »körnigen« Gesteinen eine völlige Zersplitterung des Zusammengehörigen bedingt, liegt auf der Hand. Wo übrigens die gebräuchliche Grenze zwischen porphyrischen und nicht-porphyrischen Gesteinen dabei hier verschoben würde, da geschähe es zu Gunsten der ersteren. Andererseits ist Rosenbusch nicht mehr in der Lage, einem Gestein, welches in einer vorwaltenden Glasmasse blos eine Generation von krystallinischen Ausscheidungen enthält, Porphyrstructur zuzusprechen, und er redet hier nur mit Unrecht von »vitrophyrischer« Structur. — Nebenbei bemerkt, ist in unzähligen Fällen die sichere Feststellung, ob ein Gemengtheil in blos einer oder zwei Generationen vorliegt, gar nicht zu führen, und viele Aussagen über diese Verhältnisse ermangeln der wirklichen Begründung; es ist gewiss nicht berechtigt, wie es oft leichthin geschieht, allemal in Dimensionsgegensätzen auch Altersverschiedenheiten zu erblicken.

So bilden denn, wie auch C. W. Cross mit Recht hervorhebt, die Termen »körnig« und »porphyrisch« in der von Rosenbusch vorgeschlagenen Bedeutung überhaupt gar keine structurellen Begriffe mehr, sondern genetische; so wird dadurch mit dem Sprachgebrauch, welcher jene Ausdrücke als structurelle Begriffe keinesfalls entbehren kann, ein Conflict hervorgerufen, der um so übler ist, als keine gegenseitige Deckung stattfindet.

Von einer porphyrartigen Structur wird da geredet, wo in einer dem blossen Auge gegenüber mittel- oder feinkörnigen Hauptmasse relativ sehr grosse Mineral-Individuen ausgeschieden liegen, z. B. porphyrartiger Granit mit zolllangen Orthoklaskrystallen.

Die durch ihre Grösse hervorstechenden Krystalle in den Gesteinen mit Porphyrstructur sind oft in sehr oder recht regelmässigen Formen ausgebildet. Sehr oft aber haben sie auch hier, wo sie Erstlingsproducte der Verfestigung waren, allerhand mechanische Deformationen, ja vollständige Zerbrechungen, gegenseitige Verschiebungen ihrer Fragmente erlitten, wobei die Grundmasse letztere verkittet, weiterhin auch Gestaltungsveränderungen durch Corrosionsvorgänge. — Einschlüsse fremder Natur sind in ihnen eine häufige Erscheinung und kommen von makroskopischen Dimensionen vor.

Bisweilen werden auch Gesteine, welche nicht, wie die im Vorstehenden ins Auge gefassten, zu den eruptiven Massen gehören, als mit porphyrartiger Structur versehen bezeichnet; so einfache Gesteine von feinem Korn, wenn darin einzelne Individuen von besonderer Grösse hervortreten, z. B. grössere Gypskrystalle im feinkörnigen Gypsgestein. Sodann hat man, den Namen auf noch fernerliegende Gebiete anwendend, körnige Kalksteine mit grossen Individuen von Augit, Granat, Spinell, Apatit u. s. w. »porphyrartig« durch solche Krystalle genannt.

Implicationsstructur. So mag die eigenthümliche und regelmässige in einander verschränkte Verwachsung zweier gleichzeitig gebildeter Gemengtheile heissen, wie sie in makroskopischer Ausbildung Quarz und Feldspath in dem sog. Schriftgranit aufweisen (von implicare, verschränken, z. B. digitos). Die Erscheinung besteht darin, dass eine grössere Anzahl stengeliger Krystall-Individuen, oft Krystallskelette eines Minerals sämmtlich in unter einander paralleler Orientirung (also krystallonomisch eigentlich nur ein Individuum bildend) ein grösseres einheitliches Individuum eines anderen, offenbar zu gleicher Zeit entstandenen Minerals durchwächst, ohne dass aber zwischen beiden eine Gesetzmässigkeit in Bezug auf die gegenseitige krystallographische Orientirung stattfindet. Zwischen gekreuzten Nicols löschen daher in einer gewissen Stellung sämmtliche getrennte Theile des einen Minerals gleichzeitig aus, und in einer anderen Stellung sämmtliche des anderen. Bei dem Schriftgranit erscheinen auf den Spaltungsflächen der grossen Feldspath-Individuen die vielen parallel eingewachsenen, seltsam verzerrten und nur durch gestreifte Zusammensetzungsflächen begrenzten (manchmal hohlen und mit Feldspath erfüllten) Quarzstengel im Querbruch mit Figuren, welche in ihrer Form und reihenförmigen Anordnung an hebräische Schriftzeichen erinnern. In den Dünnschliffen ist bald der Quarz in Gestalt von scharfbegrenzten Dreiecken, deren Grundlinien gerade und unter einander parallel verlaufen, dem Feldspath eingelagert, bald sind es Rechtecke, Rhomben, die innerlich noch einen Feldspathkern einschliessen, bald mondsichelförmige Streifen, geschlossene ringförmige, mit Feldspath zu pflanzengewebe-ähnlichen Gebilden vereinigte Quarz-Individuen. Hier waltet der Orthoklas, dort der Quarz vor, nach Maassgabe der mehr zusammenhängenden Ausbildung, welche das eine oder andere Mineral gefunden hat. Oder längliche, angenähert parallel begrenzte Streifen beider Mineralarten sind parallel mit einander verwachsen, in anderen Fällen zu fächerförmigen oder federartig dem Schaft eines Pfeiles gleichenden Aggregaten, indem von einem wirklich vorhandenen centralen Stiel oder einer imaginären Linie nach beiden Seiten im Schliff, in Wirklichkeit wohl nach allen Seiten, unter spitzem Winkel parallele Strahlen auslaufen. Gern gruppiren sich diese parallelstengeligen Aggregate um Quarzkörner und Feldspathkrystalle, wobei meist die Elemente senkrecht gegen die Flächen der letzteren gerichtet sind; bisweilen löschen dann die Feldspaththeile des Schriftgranits gleichzeitig mit dem umwachsenen grösseren Feldspath-Individuum aus. Übrigens geht nicht nur der Orthoklas, sondern auch der Plagioklas und der Mikroklin mit dem Quarz schriftgranitische Verwachsungen ein. Andere Beispiele einer solchen Implications-

structur werden zwischen Hornblende und Feldspath (Michel Lévy, Bull. soc. géol. 1878. 41), zwischen Hornblende und Quarz (Kalkowsky, Gneissformation des Eulengebirges, 41), zwischen Augit und Feldspath (z. B. in Olivindiabasen), Granat und Quarz, Granat und Feldspath (Becke, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 406) dargeboten. Brögger führt aus südnorwegischen Elaeolithsyeniten noch solche Implicationen von Feldspath mit Elaeolith, mit Aegirin, mit Sodalith an, citirt auch eine schöne schriftgranitähnliche Verwachsung von Quarz mit Turmalin (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 153); Lacroix nennt eine solche von Zoisit und Hornblende aus französischen Eklogiten. In Syeniten ist wohl dunkle primäre Hornblende mit blassem Augit anscheinend schriftgranitähnlich verwachsen; weil aber nicht nur die Verticalaxen, sondern auch oft die Orthodiagonalen übereinstimmende Orientirung haben, handelt es sich hier nicht sowohl um eine regellose Implication, als vielmehr um eine gesetzmässige Verwachsung beider. — In den meisten Fällen ist diese Implicationsstructur nur von mikroskopischer Ausbildung (zuerst so beobachtet von F. Z., Z. geol. Ges. XXIII. 1871. 89). — Die in Rede stehende Structur trägt auch noch andere Namen; der üblichste dafür ist Pegmatitstructur (Mikropegmatitstructur), weil mit dem Namen Pegmatit (von πῆγμα das Zusammenverbundene, das Gerüst) von Haüy der eigentliche Schriftgranit bezeichnet wurde; gegen den Namen liesse sich einwenden, dass das Wort Pegmatit von Delesso (Ann. des mines (4) XVI. 1849. 97 und vielen anderen französischen Geologen, in Deutschland auch von Naumann, für etwas ganz anderes gebraucht wurde (wie es auch jetzt häufig noch so angewandt wird), nämlich zur Bezeichnung grosskörniger Granite, welche aus Orthoklas, Quarz und silberweissem Glimmer bestehen. Man hat sich daher vielfach mit dem hybriden Namen »Mikroschriftgranit«-Structur geholfen. — Rosenbusch hat für diese Structur wunderlicher Weise die Bezeichnung Granophyrstructur benutzt, eine Benennung, welche in dreifacher Hinsicht keine Billigung verdient; denn einmal handelt es sich bei der Verschränkung meist gerade nicht um grana, Körner, sondern vielmehr um lang ausgezogene Stengel, und zweitens hat die Endigung »phyr« gar keinen Sinn, weil hier nichts vorliegt, was etwas Porphyrisches bedingte, wie es bei den sonst so endigenden Worten der Fall ist; endlich weil der Name Granophyr schon von H. Vogelsang in einem durchaus gerechtfertigten Sinne verbraucht war, nämlich zur Bezeichnung derjenigen Porphyre, welche eine aus krystallinen Körnchen bestehende Grundmasse besitzen. Daher sagt auch C. W. Cross mit Recht: »It seems that the usage of the term in the sense advocated by Rosenbusch is to be deprecated both on historical and on etymological grounds«, und Michel Lévy nennt die Bezeichnung mit der Auffassung von Rosenbusch eine »signification detournée, aussi mal choisie que possible«. — Cohen möchte die Bezeichnung Granophyr in einem etwas anderen Sinne als Rosenbusch verwendet wissen, nämlich im Gegensatz zu Mikropegmatit (bei welchem zwei gleich orientirte Mineralien durcheinander gewachsen sind) für die Erscheinungen, bei welchen es sich um eine Verwachsung handelt.

Sphaerische Structuren. Dieselben bilden einen Gegensatz sowohl zu

der richtungslosen, als zu der planparallelen, als zu der linearparallelen Structur, insofern es sich bei ihnen darum handelt, dass um gewisse Punkte des Gesteins eine mehr oder weniger gesetzmässige Gruppirung von Bestandtheilen derart stattgefunden hat, dass letztere entweder radial-strahlig oder concentrisch-schalig, oder in beiden Weisen zugleich, oder aber auch nur unregelmässig körnig angeordnet sind, das Aggregat aber nach aussen eine mehr oder weniger regelmässige sphaerische Umgrenzung entweder besitzt oder wenigstens angestrebt hat. Liegen zahlreiche solcher Aggregate dicht neben einander, so beeinflussen sie sich natürlich in ihrer äusseren Form, ihr Wesen ist aber durch die innere Structur gekennzeichnet. Der Sprachgebrauch hat auf dem Gebiete der sphaerischen Structur mehrere Unterabtheilungen geschaffen, deren Wesen weniger in formellen als vielmehr in substantiellen Gegensätzen und insbesondere in dem Gebundensein an diese oder jene Gesteinsgruppe, somit theilweise auch in genetischen Momenten beruht.

Als **sphaerolithische** (auch sphaerulitische, ersteres abgeleitet von σφαῖρα und λίθος, letzteres von sphaerula mit der Endsilbe it) bezeichnet man diejenige sphaerische Structur, bei welcher die Kügelchen oder Kugeln in massigen eruptiven Silicatgesteinen gelegen sind, z. B. die Sphaerolithe in Obsidianen, Pechsteinen, Rhyolithen, Quarzporphyren. In ihrem mikroskopischen Aufbau können diese insgesammt unter dem Gesetz der centralen Anziehung zu Stande gekommenen Sphaerolithe sich einzeln sehr verschieden verhalten. Nach unseren bisherigen Erfahrungen und unter Anlehnung an die zuerst von Hermann Vogelsang vorgeschlagenen Bezeichnungsweisen dürften sich die Sphaerolithe folgendermassen gruppiren lassen (ein Theil der gebrauchten Ausdrücke findet erst späterhin seine Erläuterung):

1) Cumulite: kugelige oder brombeerförmige auch ellipsoidische Aggregate körneliger Globulite (vgl. S. 151) ohne wahrnehmbare Radialstructur.
2) Globosphaerite: kugelige Aggregate von radialstrahlig-faserig geordneten körneligen Globuliten. Cumulite sind stets, Globosphaerite sind meist nur mikroskopische sphaerolithische Gebilde.
3) Granosphaerite: Zusammenballungen regelloser krystallinischer Körner zu kugeligen Aggregaten ohne Radialstructur.
4) Belonosphaerite: deutlich radialstrahlige Kugelgebilde, bestehend aus mehr oder weniger gut bestimmbaren krystallinischen Substanzen; dieselben zerfallen in:
   a) homogene: zusammengesetzt aus lauter äquivalenten Strahlen, z. B. von Feldspath;
   b) gemengte: bestehend aus nicht äquivalenten krystallinischen Strahlen mehrerer Mineralarten, z. B. die vorwiegend aus triklinem Feldspath und Hornblende aufgebauten Kugeln im Diorit von Corsica.
5) Felsosphaerite, eigentliche Sphaerolithe, Sphaerolithe schlechthin, jene weitverbreitete Gruppe mehr oder weniger deutlich radial struirter (bisweilen auch gleichzeitig concentrisch-schaliger) Sphaerolithe, welche nicht

mit völliger Sicherheit der einen oder anderen der bisher aufgeführten Abarten zugewiesen werden können. Zwischen gekreuzten Nicols pflegen sie in centralen Schnitten ein dunkles Interferenzkreuz zu zeigen. Ihrer Zusammensetzung nach, welche deutlich zu erkennen in sehr vielen Fällen nicht gelingt, können sie recht verschiedenartig beschaffen sein; sie mögen sein z. B.:

a) Homogene oder gemengte Belonosphaerite, deren Zusammensetzung nicht erkannt werden kann.

b) Nicht entwirrbare Vereinigung von krystallinischen Mineralstrahlen und Glasstrahlen.

c) Faserig struirter Mikrofelsit oder ein Gemenge desselben mit Glas.

d) Rundliche Zusammenballungen von adiognostisch-phanerokrystalliner Grundmasse mit Theilen von Mikrofelsit oder von glasiger Basis.

Mehrfach wird auch eine Betheiligung von amorpher wasserhaltiger Kieselsäure an diesen Felsosphaeriten vorausgesetzt.

Die makroskopischen Sphaerolithe sind sehr oft nicht compact und namentlich die grösseren zeigen bald feine Poren, bald grössere und zwar an verschiedenen Stellen, nicht immer im Centrum gelegene Hohlräume, wobei die Wände der letzteren manchmal von Kryställchen, z. B. von Quarz, überkrustet werden. Durch enge Aneinanderlagerung der Sphaerolithe geht ihre rundliche Gestalt verloren, es bildet sich eine eckige aus, oder es entstehen nur einzelne Sectoren. — Aus der Literatur über Sphaerolithe sind als zusammenfassendere Darstellungen bemerkenswerth:

Delesse, Recherches sur les roches globuleuses, Mémoires de la soc. géol. de Fr., (2) IV; 2. partie 1852; im Auszug, Bull. soc. géol. (2) IX. 1852. 431.
Herm. Vogelsang, Die Krystalliten, Bonn 1875. 131.
Michel Lévy, Des différentes formes de sphérolithes dans les roches éruptives, in der Abhandl. über Variolit, Bull. soc. géol. (3) V. 1877. 257.
Fouqué et Michel Lévy, Minéralogie micrographique, Paris 1879. 84.
Michel Lévy, Sur la nature des sphérolithes, faisant partie intégrale des roches éruptives, Comptes rendus XCIV. 1882. 464.
Rutley, Quart. journ. geol. soc. XL. 1884. 340.
J. P. Iddings, Seventh Report U. S. geological survey, Washington 1888. 254.
Whitman Cross, Constitution and origin of spherulites in acid eruptive rocks; Bull. philos. soc. of Washington XI. 1891. 411.
J. P. Iddings, Spherulitic crystallization, ebendas. 445.

Die einzelnen Ausbildungsweisen der Sphaerolithe müssen nun im Folgenden noch etwas näher erläutert werden.

Die Cumulite wirken nicht auf das polarisirte Licht. — Die Globosphaerite sind Kugelgebilde, deren Inneres bei schwacher Vergrösserung wie radialfaserig aussieht, indem vom Centrum aus bräunliche aus Pünktchen bestehende Reihen oder etwas gröbere Strahlen auslaufen. Doch ist diese Structur nur scheinbar, da bei stärkerer Vergrösserung sich diese Reihen als aus einzelnen, radial angeordneten, im Centrum dichter, an der Peripherie des Globosphaerits lockerer gelagerten Kügelchen bestehend erweisen, zwischen welchen aber

glasige Substanz steckt. Da diese Glasmasse oft durch Spannung doppeltbrechend geworden ist, so können dann die Globosphaerite bei günstiger Beleuchtung zwischen gekreuzten Nicols ein schwarzes Kreuz mit breiten und verschwommenen Balken ergeben. Der optische Charakter ist negativ, indem die grösste optische Elasticität in die Richtung des Radius fällt. Im normalen Falle ist nur das tränkende Glas doppeltbrechend, die Kügelchen selbst lassen keine Einwirkung auf das polarisirte Licht erkennen. Bisweilen aber zeigen die globulitischen Kügelchen auch ihrerseits eine Doppelbrechung und dann liegen vielleicht entglaste Globuliten vor.

Bei den Granosphaeriten zeigt sich oft ein Gegensatz in den Körnerdimensionen zwischen Centrum und Peripherie, wobei die centralen Körner bald grösser, bald, und zwar wohl seltener, feiner sind. Optisch ergeben die gewöhnlichen Granosphaerite in Folge ihrer irregulären Zusammenhäufung natürlich nur die übliche Aggregatpolarisation. Doch sind wohl zu dieser Kategorie auch diejenigen Gebilde zu rechnen, welche Michel Lévy »Sphérolithes pétrosiliceux à quartz globulaire« nennt: rundliche, helle Aggregate von rundlichen Quarzpartikelchen, oft mit concentrischer Vergrösserung der Dimensionen, wobei die Zusammenballung bei einer vollen Horizontaldrehung viermal rechtwinkelig auf einander das Licht auslöscht, so dass die Partikelchen krystallographisch gleichmässig orientirt sein müssen. Bald ist die Auslöschung gemeinsam für eine ganze Ballung, bald ist sie verschieden für zwei oder mehrere Segmente, bald löschen zwei concentrische Zonen nicht gleichzeitig aus und dann wandert die Auslöschung vom Centrum zur Peripherie. Bisweilen erscheinen zwischen den doppeltbrechenden Partikelchen isotrope Stellen als Reste derjenigen colloidalen Substanz, aus welcher sich der Quarz ausschied. Dass es sich hier überhaupt um Quarz handelt, schliesst Michel Lévy daraus, dass solche Zusammenballungen, wo sie an wirklichen Quarzkrystallen ansitzen, eine übereinstimmende optische Wirkung ausüben wie diese (Comptes rendus, 27. Decbr. 1876).

Als Beispiel der homogenen, nur aus einem einzigen individualisirten Mineral zusammengesetzten Belonosphaerite (Gruppe 4a, von Rosenbusch Sphaerokrystalle genannt, gegen welchen Namen Cohen in den Göttingischen gel. Anzeigen 1886. 915 sehr richtige Einwendungen macht) gelten die kugeligen Zusammenballungen von schmalen Feldspathleistchen (Sphérolithes feldspathiques von Michel Lévy). Dabei sind die Feldspathe lang mikrolithisch ausgezogen, an den Enden vielfach gegabelt oder zerfasert, oft auch gekrümmt. Manchmal fallen in den Interferenzkreuzen die Balken recht scharf mit den Nicolhauptschnitten zusammen und dann liegen wohl Orthoklase vor; andererseits sind die Interferenzkreuze aber auch verwischt, was daher zu kommen scheint, dass schief auslöschende Strahlen mit hineingemengt sind, oder die Balken stehen überhaupt schief gegen die Nicols. An den Oligoklas-Sphaerolithen in den Varioliten erkannte Michel Lévy, dass die Faserrichtung parallel der Axe a des Oligoklas geht. — Aus den Darlegungen von Cross und Iddings geht hervor, dass die monoklinen Feldspathstrahlen bald (und zwar in den untersuchten Gesteinen

meist) optisch positiv, bald optisch negativ sind. Für die + Feldspathnadeln wird man annehmen müssen, dass sie nach der Verticalaxe c verlängert sind und dass bei ihnen der seltenere Fall: optische Axenebene das Klinopinakoid vorliegt; die Querschnitte sind auch oft rhombisch-prismatisch oder sechsseitig. Die von negativem Charakter, bei welchen die Axe der grössten Elasticität $\mathfrak{a}$ annähernd parallel zu der Längsrichtung liegt, sind ohne Zweifel nach der Klinodiagonale verlängert; sie zeigen Auslöschungswinkel von 0° bis 10° oder 12°, besitzen viel schwächere Polarisationsfarben als die + Strahlen und erweisen sich bei grösserer Dicke oft als Manebacher Zwillinge mit einspringenden Winkeln an den Enden; Neigung der Zwillingsebene zur grössten Elasticitätsaxe ca. 7° oder 8°. Eingewachsener spärlicher positiver Quarz braucht den negativen Charakter solcher Sphaerolithe nicht erheblich zu stören. Ja es gibt Sphaerolithe, bei denen ein Theil der Feldspathfasern positiv, ein Theil negativ ist, indem die annähernd mit der Längserstreckung parallele Elasticität bald kleiner bald grösser ist, als diejenige senkrecht auf der Längserstreckung; in diesem Falle werden die Nadeln verlängert nach der Axe c und die optische Axenebene wird senkrecht auf dem Klinopinakoid sein. Dabei sind die Feldspathe mit abweichendem optischem Charakter entweder zonenweise vertheilt, oder sie setzen sonst besondere Systeme zusammen, bisweilen fügen sie sich aber auch ganz irregulär zusammen.

Ferner kommen auch Quarz-Belonosphaerite vor, deren Fasern positive Doppelbrechung zeigen. — Über die Bertrand'schen Interferenzringe, welche ein Calcitsphaerolith im parallelen polarisirten Licht zeigt, wenn man den Tubus des Mikroskops aus der Einstellungslage hebt oder senkt, vgl. Bull. soc. minér. III. 1880. 58. — Hier mögen auch anhangsweise, obschon sie kaum mehr recht zu den Sphaerolithen gehören, die von Le Verrier (Comptes rendus CVIII. 1889. 372) aus einem Porphyr beschriebenen Kügelchen erwähnt werden, welche völlige Auslöschung aber keine erkennbare Radialstructur zeigen und sich bei sehr starker Vergrösserung als eine Agglomeration von Feldspathmikrolithen erweisen, die sich unter zwei Richtungen unter rechtem Winkel kreuzen.

An den gemengten Belonosphaeriten (Gruppe 4b, welche Rosenbusch nur als Pseudosphaerolithe bezeichnen will) können sich zwei oder mehr Mineralarten betheiligen, welche durch Farbe, Lichtdurchlässigkeit, Lichtbrechung u. s. w. gegenseitig unterscheidbar sind. In dem complicirtesten Falle des Aufbaus gesellt sich zu dem radialen Wechsel auch noch ein concentrisch-schalenförmiger. Das eine der zu solchen Belonosphaeriten verwandten Mineralien ist in der Regel ein Feldspath, das andere ist Quarz, Amphibol, Pyroxen u. s. w. Namentlich häufig sind solche aus erkennbaren trüberen Feldspath- und helleren mehr wasserklaren Quarzstrahlen zusammengesetzte Belonosphaerite, welche dann oftmals mit schriftgranitähnlichen Implicationen beider Mineralien in Verbindung stehen und als mikropegmatitische Belonosphaerite gelten können; sie bekunden ihren gemengten Charakter auch dadurch, dass Flusssäure auf die trüberen Strahlen verhältnissmässig schneller und kräftiger einwirkt als auf die klareren. An den einzelnen kann man auch wohl den optischen Charakter, ob positiv oder negativ feststellen.

Mügge beobachtete in einem Rhyolith des Massai-Landes arfvedsonitartige Amphibolprismen entweder zwischen den feldspathigen Fasern liegend oder mehrere ringförmige Zonen um den Mittelpunkt bildend. — Iddings beschreibt aus dem Obsidian vom Obsidian Cliff, National Park, bis zollgrosse merkwürdige Sphaerolithe, welche, oft in concentrische Lagen von verschiedener Farbe und Dichtigkeit abgetheilt, der Hauptsache nach aus Feldspathfasern bestehen, zwischen denen ausser zahllosen Gasporen Magnetitkörner und Augitmikrolithen, auch Turmaline lagern; ausserdem finden sich im Centrum zwischen den Feldspathstrahlen Quarze, in den peripherischen Theilen zwischen denselben aber Schüppchen und Häutchen von Tridymit eingeschlossen. Der Gegensatz zwischen den beiden Kieselsäure-Modificationen spricht sich auch darin aus, dass in den ganz kleinen Sphaerolithen Quarz, in den grösseren Tridymit steckt. Wenn Iddings dies mit der artificiellen Erfahrung in Verbindung bringt, dass Tridymit bei höherer Temperatur entsteht als Quarz, so ist nicht recht einzusehen, wie sich das Centrum des Sphaerolitbs bei niedrigerer Temperatur gebildet haben sollte als die äusseren Theile. Diese gemengten Belonosphaerite pflegen nicht die normale Interferenzfigur der homogenen Sphaerolithe, das vierarmige schwarze Kreuz, sondern die Erscheinung zu zeigen, dass bald mehr bald weniger als vier Radialbalken in sehr verschiedener gegenseitiger Neigung zu einander auftreten (S. 87). Sie sind oft porös und in den Höhlungen sitzt gelegentlich ein Fayalit-Individuum. Zeigt das Gestein Lagenstructur, dann setzen die z. B. mikrolithisch entglasten Lagen, ohne ihre Richtung zu ändern, durch die concentrischen Lagen der Sphaerolithe hindurch (Am. journ. sc. (3) XXXIII. 1887. 36).

Hier würden auch diejenigen gemengten Belonosphaerite ihren Platz finden, bei welchen zwischen den gröberen Feldspathstrahlen amorphe wasserhaltige Kieselsäure steckt, wie solche Cross von den Rosita Hills in Colorado beschreibt; Iddings scheint allerdings die amorphe Substanz für Glas zu halten.

Die sehr weit verbreitete Gruppe der Felsosphaerite (Sphérolithes pétrosiliceux à croix noire von Michel Lévy, Felsosphaerite oder Sphaerolithe schlechthin von Rosenbusch) schliesst Gebilde ein, welche dem äusseren Ansehen und dem optischen Effect nach einander recht ähnlich erscheinen können, ohne dass doch das Detail des Aufbaus übereinzustimmen braucht (a—d). Am häufigsten scheinen darunter die Sphaerolithe zu sein, welche lediglich oder vorwiegend aus Mikrofelsit bestehen, von dessen specieller Beschaffenheit und Natur erst in einem späteren Abschnitt die Rede sein kann. Der eigentliche Mikrofelsit ist eine optisch unwirksame, aber dabei doch nicht structurlose Masse, welche aus mikroskopisch adiagnostischen Partikelchen besteht, deren submikroskopisches wirres Aggregat einer Doppelbrechung nicht fähig ist; wahrscheinlich sind es äusserst feine Theilchen von Feldspath (oder feldspathartigem Silicat) und Quarz, welche ihn zusammensetzen. Ganz allmähliche Übergänge dieser Substanz in radialfaserige Sphaerolithe verweisen darauf, dass ihr die Tendenz innewohnt, solche concentrisch-faserige Structur anzunehmen, wenn auch der stricte Beweis, dass die Materie des eigentlichen Mikrofelsits und diejenige dieser Sphaerolithe

identisch sei, schwer zu erbringen ist. Bei dieser radialfaserigen Ausbildung und Gruppirung des Mikrofelsits stellt sich nun aber auch eine mehr oder weniger deutliche optische Wirkung ein, welche sich in Interferenzerscheinungen ausspricht. Die Fasern der Mikrofelsitsphaerolithe enden manchmal aussen mit völlig gleicher Länge, so dass eine regelmässige Kugel vorliegt, oder sie verlaufen als ungleich lange Fäden in die umgebende vielfach glasige Masse. Damit die Kugel überhaupt zu Stande kommt, ist es nothwendig, dass die einzelne Faser sich im Verlauf mehrmals in neue zertheilt oder nach der Peripherie zu weitere Büschelsysteme sich einschieben. Als centraler Ansatzpunkt dient nicht selten ein Partikelchen von Quarz oder Feldspath, von Ferrit oder Augit, ganz ausserordentlich selten ein solches von Biotit. Schwarze trichitische Haare fügen sich oft in die Faserung ein. — Die optische Untersuchung der Mikrofelsitsphaerolithe ergibt, dass die Längsrichtung der Fasern bald optisch negativ, in anderen optisch positiv ist, während noch andere bald positives bald negatives Verhalten aufweisen; auch die Stärke der Doppelbrechung ist in den einzelnen Sphaerolithen dieser Art oft verschieden, ja in den einzelnen Theilen eines und desselben abweichend, aber häufig überhaupt sehr gering. Brögger hat (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 552) darauf aufmerksam gemacht, wie diese Erscheinungen in der That der Auffassung das Wort reden, dass hier feinste mechanische Mengungen von Feldspath und Quarz vorliegen. Liegen in einem Bündel feiner Strahlen dieser beiden Mineralien die einzelnen Fasern dicht über-, unter- und nebeneinander, und sind sie so dünn, dass die stärkste Vergrösserung nicht mehr die einzelnen als solche erkennen lässt, so ist klar, dass in allen nach der Verticalaxe verlängerten Quarzstrahlen die Längsrichtung die der kleinsten Elasticität ist, während bei den wahrscheinlich nach a ausgezogenen Feldspathstrahlen die Längsrichtung ungefähr die der grössten Elasticität ist. Das Auge muss nun gleichzeitig den Eindruck der sowohl von den Feldspath- als von den Quarzfasern durchgelassenen Lichtstrahlen erhalten und so wird es die Anzahl und Grösse der positiv doppeltbrechenden Quarzstrahlen im Verhältniss zu den negativ doppeltbrechenden Feldspathstrahlen sein, welche es bestimmt, ob ein Mikrofelsitfaserbündel sich optisch positiv oder negativ verhält. Doch müsste selbst ein geringerer Quarzgehalt sich stärker geltend machen, weil die Doppelbrechung des Quarzes (= 0,009) grösser ist als die des Feldspaths (ca. 0,005—0,007), was vielleicht die Erscheinung erklärt, dass die Mikrofelsitsphaerolithe sich so oft positiv verhalten. Doch erfordern diese Angaben von Brögger insofern eine Berichtigung, als später nachgewiesen wurde, dass es auch unzweifelhafte Feldspathstrahlen von optisch positivem Charakter gibt (S. 474). Die positiven brauchen nicht Quarz zu sein, wie man früher meinte, was manche irrthümliche Bestimmungen, auch z. B. von Michel Lévy zur Folge hatte. Die Sache liegt also so, dass, wo es sich um die beiden Mineralien handelt, die negativen Fasern blos Feldspath sein können, die positiven Quarz oder Feldspath.

Nach Vorstehendem wären daher die Mikrofelsitsphaerolithe Quarz-Feldspath-Belonosphaerite von adiagnostischer submikroskopischer Mengung. Übrigens

können die Mikrofelsitsphaerolithe auch mit mehr oder weniger Glas getränkt sein. Zwischen den Fasern finden sich bisweilen langgezogene Luftbläschen, deren Gegenwart wohl nicht mit Nothwendigkeit auf eine hier eingeklemmte geringe Menge von Glassubstanz verweist.

Die Entstehung dieser Sphaerolithe, welche stets das letzte Krystallisationsproduct innerhalb des noch beweglichen Magmas unmittelbar vor dessen Erstarrung darstellen, suchte Dietrich Gerhard auf folgende Weise zu deuten: Ist in einem solchen Magma irgendwo eine krystallisirbare Verbindung im Begriff sich auszuscheiden, so werden die Moleküle aus der unmittelbaren Umgebung zu diesem Krystallisationscentrum hinzueilen, wobei der Widerstand des erstarrenden Magmas eine vollständig parallele Gruppirung der einzelnen Theilchen verhindert. Indem aber die dem Centrum zustrebenden Moleküle fest werden, entsteht um dasselbe herum ein substanzarmer Hof, dessen Erstarrung nun dadurch eine Verzögerung erleidet, dass bei dem Übergang der krystallisirbaren Moleküle in den starren Aggregatzustand Wärme frei wird; so kann es unter fortwährender Wiederholung dieses Vorgangs geschehen, dass aus etwas weiterer Entfernung wieder neue krystallisirbare Moleküle heraneilen u. s. w. — Cross stellt sich vor, dass eine örtliche Ausscheidung von colloidaler oder Opal-Kieselsäure der Bildung der Feldspathfasern vorausgegangen sei und deren Ausdehnung und Richtung vorgezeichnet habe (Bull. phil. soc. Washington XI. 436). — Die Erscheinung, dass da, wo Mikrofelsitsphaerolithe im Glas liegen, das letztere oft von Sprüngen durchzogen ist, welche mit Bezug auf den Sphaerolith bald radial, bald tangential, bald aber auch unregelmässig und verzweigt verlaufen, lässt darauf schliessen, dass ihre Ausscheidung von einer Contraction begleitet war.

Michel Lévy hält einen Theil seiner Sphérolithes pétrosilicieux à croix noire, nämlich die sehr kleinen, regelmässig aus äusserst feinsten Fäserchen zusammengesetzten homogenen mit negativem Charakter für colloide oder glasige Substanzen, deren Doppelbrechung durch Druck bedingt wird; auch will er eine Imprägnation von positiven Quarzfaser-Sphaerolithen mit colloidalem Opal anerkennen. Wie oben angeführt wies Cross nach, dass Lévy's Vorstellung, die Feldspathfasern könnten nur negativen Charakter besitzen, nicht zutreffend ist.

Eine recht eigenthümliche Ansicht ist von Cole und Butler gelegentlich der Beschreibung des Obsidians von der Rocche Rosse auf Lipari geäussert worden (Quart. journ. geol. soc. XLVIII. 1892. 438). Sie heben die Existenz von Übergängen hervor zwischen einfachen leeren Gasblasen mit Glaswänden und soliden typischen Sphaerolithen, wobei halbcompacte Gebilde mit lithophysenähnlichen Scheidewänden als verbindende Glieder erscheinen. Sie sind der Meinung, dass hier diese Sphaerolithe überhaupt nicht von innen nach aussen entstanden sind, sondern ursprünglich eine G a s b l a s e darstellten und dass nun vom Rande derselben aus einerseits Faserzonen in die Umgebung hinausgewachsen seien, andererseits solche faserige Substanz auch einwärts abgesetzt worden sei, bis zur völligen oder theilweisen Erfüllung des ehemaligen Hohlraums durch den jetzigen Sphaerolith. Sie stellen sich vor, dass, derweilen das Glas etwas unter seinem

Schmelzpunkt verblieb, in den Cavitäten Wasserdämpfe abgefangen gewesen seien, welche, während geraumer Zeit auf hoher Temperatur erhalten, eine hydrothermale Wirkung ausgeübt hätten, wodurch nicht nur die umgebende Glassubstanz modificirt, sondern auch eine innerliche Ausfüllung des Hohlraums bewirkt worden sei. Vergeblich fragt man mit Rutley (a. a. O. 446), wie in solchen Fällen die ursprüngliche Begrenzung der Blase noch bestimmt werden kann, und vor allem, woher denn die sphaerolithische Substanz überhaupt stammt, die in dem Hohlraum auf hydatothermischem Wege abgesetzt sein soll.

Weiterhin müssen noch die eigenthümlichen, nicht geschlossenen Sphaerolithe erwähnt werden. v. Richthofen beschrieb in den Perliten von Tolcsva und Erdöbenye radial auseinander laufende Strahlenbüschel von 1—2 Zoll Durchmesser, wobei jeder Strahl in einer gekrümmten unregelmässigen Linie verläuft und sich mehrfach gabelt. Zwischen diesen divergirenden Ästen befindet sich die dunklere continuirlich fluidal struirte Gesteinsmasse (Jahrb. geol. R.-Anst. 1860. 180). — H. Vogelsang versuchte diese abnorme Wachsthumsweise näher zu deuten: er beobachtete auch, dass in sämmtlichen Ästen eines solchen Sphaeroliths Trichite, unabhängig von der Kugelbildung parallel vorhanden sind, und zwar ist dieser Parallelismus entsprechend der Parallelstructur der Hauptgesteinsmasse; nur zuächst um die Äste schmiegen sich die ausserhalb derselben gelegenen Trichite in ihrer Lagerung an deren Contouren an, so dass die zwischen den Ästen befindliche Gesteinsmasse eine selbständige Fluidalbewegung gehabt zu haben scheint, während die Äste selbst fest gewesen wären. Auch sind die Äste durch concentrisch schalenweise vertheilte Gesteinsmasse gliedähnlich zerstückelt. Er erklärt diese Erscheinungen so, dass ursprünglich compacte und normale Sphaerolithe existirt hätten, dass aber bei einer in dem Magma eingetretenen theilweisen Wiederverflüssigung die Sphaerolithe davon ergriffen und einestheils in radialer, andererseits in tangentialer Richtung theilweise eingeschmolzen seien, worauf dann die definitive Erstarrung eintrat (Die Krystalliten 1875. 148). — Grenville A. Cole möchte diese Wiedereinschmelzung und Deutung als Corrosionsproducte nicht zugeben, sondern glaubt, dass diese »skeleton-spherulites« als Wachsthumsformen auf einer ursprünglichen Anlage beruhen, zu vergleichen den skelettartig ausgebildeten Krystallen, »planned on a scale too ambitious for the time occupied in the consolidation of the mass« (Geol. Mag. (3) IV. 1887. No. 7). Doch ist es fraglich, ob ein Krystall-Individuum und ein sphaerolithisches Aggregat in dieser Richtung mit einander verglichen werden können und weiter wird die tangentiale Zerstückelung dadurch nicht befriedigend erklärt. — Etwas ähnliches bieten die Sphaerolithkugeln in den Kugelporphyren von Wuenheim im Elsass dar, wo auch zwischen den ästigen Strahlen eine Zwischenmasse erscheint.

An dieser Stelle mag auch der gigantischen, von wenigen Zoll bis über zehn Fuss im Durchmesser haltenden »compound (zusammengesetzten) spherulites« aus dem mehrere 100 Fuss mächtigen Lavastrom am Silver Cliff in Custer Co., Colorado, gedacht werden, an denen sich mehrere Wachsthumsphasen unter-

scheiden lassen. Das erste Wachsthum nahm die Form von sehr feinfaserigen weissen Armen an, die sich vom Centrum oft mehrere Fuss weit ästig verbreiten und aus Feldspathfasern bestehen, getränkt mit amorphem Kieselsäurehydrat. Dann schoss die Substanz zwischen diesen Armen dunkler und in gröberem Gefüge an, zusammengesetzt aus Feldspathstrahlen, die sich nach den früher entwickelten Fasern orientirten, und aus Quarz. Diese Krystallisation hält sich äusserlich ziemlich in den Grenzen der ersteren, aber das Ganze ist dann noch von einer äusseren dicht mikrosphaerolithischen Zone umwachsen. Das Dasein der Arme deutet auf ein rasches Anschiessen in einem zähflüssigen Medium (C. W. Cross).

Im Anhang an die Felsosphaerite muss auch noch derjenigen Gruppirung gedacht werden, bei welcher die Fasern nicht um ein Centrum, sondern längs einer Linie sich ansetzen, so dass sie in den mehr oder weniger cylindrisch geformten Zusammenhäufungen, welche man Axiolithe nennt, etwa so stehen, wie die Kalkfasern in einem Belemniten oder Stalaktiten; es ist augenscheinlich, dass diese Aggregation, was ihre Selbständigkeit betrifft, gleichwerthig coordinirt ist derjenigen, wie sie in einem Sphaerolith vorliegt, bei welchem die Attraction von einem Centralpunkt aus gleichmässig nach allen Richtungen erfolgte. Die zur Zusammengruppirung verbrauchte Substanz ist in beiden Fällen völlig dieselbe. Solche axiolithische Gebilde scheinen in den Porphyren nicht dieselbe Rolle zu spielen, wie in den jüngeren Rhyolithen. Der Querdurchschnitt der Axiolithe ist selbstredend von dem Centralschnitt der Sphaerolithe nicht verschieden, und erst der Längsschnitt durch die ersteren gibt über deren Bauweise Aufschluss. Dieselben sind übrigens vielfach nicht gerade gezogen, sondern etwas oder sogar halbkreisförmig und hufeisenähnlich gebogen, auch wohl wie ein Buchstabe S gestaltet, stets aber ist die axiale Gruppirung längs einer (geraden oder krummen) Linie das charakteristische. In den Längsschnitten ist der Verlauf der Mittelnaht, wo die Fäserchen oder Keilchen zusammenstossen, gewöhnlich recht gut zu beobachten, ab und zu auch noch durch eine Reihe dunkler feiner Körnchen markirt: hier fällt das äussere Ende der Fasern vielfach etwas dunkler aus als das innere längs der Axe. Ein solcher Axiolith behält häufig in seiner Erstreckung nicht dieselbe Dicke, sondern erbreitert sich von dem einen zum anderen Ende nicht unbeträchtlich, und so entstehen dann allerhand kurzschwanzförmige Gebilde, die aber immer ihre longitudinal-axiale Structur deutlich kundgeben (vgl. F. Z. in Sitzgsber. sächs. Ges. Wiss. 1877. 214).

Sehr sonderbar sind die an Sphaerolithen in schottischen Basaltgläsern zuerst von Cole beobachteten Absorptionserscheinungen. Im Schnitt zeigen dieselben in gewissen Sectoren graue, in anderen dunkelbraune Farbe, das von ihnen erzeugte Interferenzkreuz ist gewöhnlich sehr gestört. Bei der Untersuchung mit einem Nicol erlangen bei den besser entwickelten Sphaerolithen die braunen Fasern einen dunkleren Ton, wenn ihre längere Axe parallel der kürzeren Diagonale des Nicols geht, während die grauen Fasern desselben Sphaeroliths am dunkelsten in der umgekehrten Lage werden. Sind braune und graue

Sectoren entsprechend gruppirt, so sieht man bei der Anwendung eines Nicols in einer gewissen Stellung ein vollkommenes dunkles Kreuz, worauf die Drehung des Präparats um 90° umgekehrt die eben dunkeln verticalen und horizontalen Fasern am lichtesten erscheinen lässt. Cole hält es für nicht unwahrscheinlich, dass die braunen Fasern pyroxenischer Natur sind (Quart. journ. geol. soc. XLIV. 1888. 302, wo auch noch andere Vorkommnisse solcher pleochroitischer Sphaerolithe angeführt sind).

Anknüpfend an die Sphaerolithe müssen weiterhin die sog. Lithophysen erwähnt werden. Mit diesem Namen (d. h. Steinblasen) bezeichnete zuerst v. Richthofen eigenthümliche von ihm in den Rhyolithen Ungarns (z. B. zu Telkibánya, Szántó, Tokaj, am Giral bei Mád) wahrgenommene Gebilde, welche sich darstellen als innerlich mit concentrischen, theilweise isolirten Schalen versehene, erbsen- bis faustgrosse Hohlräume von knolliger, oft birnförmiger Gestalt; die Gruppirung der kelchförmig umgebogenen oder uhrglasähnlich gewölbten Lamellen mit den entsprechenden Hohlräumen dazwischen gewährt oft den Anblick einer Rose oder eines Ammonitengehäuses mit einer Reihe von Kammern; bisweilen verschwinden die inneren Lamellen und es zeigt sich nur ein einziger Hohlraum, dessen Waudungen mehrere nach innen vorspringende Leisten aufweisen. v. Richthofen hielt es (bei der damaligen Unbekanntschaft mit der Substanz der Lamellen) für unzweifelhaft, dass die Lithophysen während des noch geschmolzenen oder plastischen Gesteinszustandes durch successive blasenartige Auftreibung der seiner Ansicht nach die Wandungen bildenden Kieselsubstanz zu Stande gekommen seien; die uhrglasförmigen Schalen bezeichnen darnach ebensoviele Aufblähungen der Substanz durch ein in Folge von Druckverminderung sich entwickelndes Gas, welches höchst wahrscheinlich Wasserdampf gewesen sei; die kelchartig herabgebogenen Blätter entstanden dadurch, dass die sich am Schluss entwickelnden Blasen in den breiteren Räumen zu wenig convex waren und in der Mitte zusammenfielen (Jahrb. geol. R.-Anst. 1860. 180). Nach dieser Auffassung hätten also Lithophysen und Sphaerolithe überhaupt nichts mit einander gemein; sie erklärt nicht den augenscheinlich localen Verband beider, ebenfalls nicht die krystallinische Zusammensetzung der Schalen da, wo die Lithophysen z. B. im Obsidian liegen. — Eine gerade entgegengesetzte Ansicht äusserte 1866 Szabó; er hielt die Lithophysen für Überreste von mechanisch und chemisch halbzerstörten Sphaerolithen und die uhrglasförmig gekrümmten Lamellen für die widerstandsfähigeren concentrischen Schalen derselben (Jahrb. geol. R.-Anst. 1866. 89). In den »Beiträgen zur Petrographie d. plutonischen Gesteine« (168) schloss sich J. Roth 1869 dieser Meinung an, welche die Lithophysenbildung als secundäres Zersetzungsphänomen betrachtet und in eine ganz andere, viel spätere Zeit verlegt; »die kelchartig herabgebogenen z. Th. zerrissenen Querwände sind die Reste der Structurlinien der Sphaerolithe« (vgl. auch Allg. Geologie II. 216). Auch Grenville A. S. Cole sprach sich in diesem Sinne aus (Quart. journ. geol. soc. XLI. 1885. 162).

Dass aber die Substanz der Lithophysen und diejenige des umgebenden

Gesteins soznsagen chemisch identisch ist, also locale Zersetzungen hier nicht wahrscheinlich sind, wurde schon 1866 durch vier Analysen von Karl v. Haner (Verh. geol. R.-Anst. 1866. 98), später durch Baerwald (bei Tenne, Z. geol. Ges. 1885. 616) dargethan; auch sitzen ausgezeichnete Lithophysen in absolut frischem Obsidian.

C. Whitman Cross untersuchte die merkwürdigen rosettenförmigen Lithophysen von Nathrop, deren Wände und Schalen aus rein weisser Sanidinsubstanz bestehen, überkrustet mit kleinen krystallisirten Quarzen und ausserdem besetzt mit krystallisirtem Spessartingranat und Topas; die letzteren Mineralien seien hier offenbar primär, nicht secundär, »produced by sublimation or crystallization from presumably heated solutions, contemporaneous or nearly so with the final consolidation of the rock; the lithophysal cavities seem plainly caused by the expansive tendency of confined gases or vapors, while the shrinkage cracks in the walls and white masses of the Nathrop rock suggest the former presence of moisture« (Amer. journ. of sc. (3) XXXI. 1886. 432).

Einen bedeutsamen Schritt für die Enträthselung der Lithophysen bezeichnen die Untersuchungen von Iddings an den in dem rhyolithischen Obsidian vom Obsidian Cliff im Yellowstone National Park liegenden ausgezeichneten Vorkommnissen (Am. journ. of sc. (3) XXXIII. 1887. 37 und Seventh Report U. S. geol. survey, 1888. 355).

Die hellgefärbte Substanz, welche hier die Wände der Lithophysen bekleidet und die oft sehr zarten und zerbrechlichen Schalen selbst aufbaut, ist deutlich krystallinisch und von wie mit Reif überfrorenem Ansehen; sie besteht aus winzigen Kryställchen mit wohl entwickelten Formen, welche stellenweise eine beträchtliche Grösse von 1—2 mm erreichen. Die erkennbaren Mineralien sind: prismatischer Quarz und Tridymit, Feldspath (in einigen Fällen vom Habitus des Adulars, in anderen dünne nach 0P{001} abgeplattete und oft darnach verzwillingte Täfelchen eines fast kalkfreien Natronorthoklases (Parorthoklases), $Or_1 Ab_1$, zwar von den monoklinen Formen des Sanidins aber optisch triklin), aufsitzender Fayalit und Magnetit. Die grössten Lithophysen haben hier 1 Fuss und mehr im Durchmesser; einmal wurden bei einem Radius von 2 Zoll 50 Schalen beobachtet. Die Ober- und Unterflächen der aufeinanderfolgenden Schalen passen aufeinander und zeigen zufolge Iddings, dass es sich hier um eine Schrumpfungserscheinung handle und dass die Wände einst continuirlich zusammengehängt haben. Äusserst merkwürdig sind die Lithophysen, bei welchen durch das zwiebelähnliche System freiliegender Schalen ein paralleles System von ebenfalls isolirten Lagen der umgebenden lamellirten Gesteinsmasse hindurchzieht, so dass dann förmliche kastenartige Zellen zu entstehen scheinen. Die ächten Lithophysen werden von Iddings mit den in demselben Gestein sich daneben reichlich findenden Sphaerolithen in Verbindung gebracht; letztere sind so porös, dass sie stellenweise Höhlungen zeigen, wobei zwar gewöhnlich die Höhlung nahe dem Centrum, bisweilen eine grosse Höhlung aber auch ganz excentrisch, mitunter völlig an der Peripherie liegt; die Feldspathfasern des

Sphaeroliths projiciren dann deutlich in die Cavität hinein. Die Lithophysen unterscheiden sich nun von den Sphaerolithen weder in ihrer äusseren Form noch in ihrer allgemeinen Structur, sondern in der Natur und Continuität der sie zusammensetzenden Substanzen. Die Bildung der Lithophysen schreibt Iddings in erster Linie dem vor der Eruption in der geschmolzenen Obsidianlava absorbirten Wasserdampf zu; »they are of aqueo-igneous origin and have been produced by the action of the absorbed gases upon the molten glass from which they were liberated during the crystallization subsequent upon cooling«. Es scheinen ihm Sphaerolithe zu sein, welche während ihrer Bildung bereits eine Umformung durch Wasserdampf erlitten haben. Da die Sphaerolithe auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung nichts weiter sind als kleine Magmatheile mit einer besonderen Structur, und die Lithophysen dieselbe chemische Zusammensetzung haben wie die dichten compacten Sphaerolithe, so beruhe die Transformation eines Sphaeroliths in eine Lithophyse blos auf einem Neu-Arrangement seiner Mineralsubstanzen. Das vollkommen isolirte Vorkommen und hermetische Abgeschlossensein typischer Lithophysen im dichten schwarzen Obsidian bezeuge, dass diese Umformung sich lediglich auf die Umgrenzung des Körpers selbst beschränkte. Iddings stellt sich, wie es scheint, die Entstehung folgendermassen vor: In dem noch plastischen Glasfluss schoss um ein Krystallisationscentrum innerhalb eines Kugelraums eine Anzahl von Feldspathstrahlen an; durch die Vergrösserung dieser wasserfreien Gebilde veränderte sich die Natur des umgebenden Magmas, es wurde ärmer an Thonerde und Alkalien, reicher an Kieselsäure und namentlich relativ wasserreicher; letzterer Umstand veranlasste eine Blasenentwickelung und der Wasserdampf wirkte nun, wie in den Versuchen von Daubrée, mineralisirend und umkrystallisirend; der Wasserverlust des Glasflusses bei der Ausscheidung der krystallinischen Aggregate bedingte eine Abnahme des Volumens, eine beträchtliche Einschrumpfung und zwar vor der endgültigen Krystallisation, und so entstanden die mit Quarz, Tridymit und Fayalit überzogenen Sprünge. Die bei den Sphaerolithen vorhandene Tendenz zur Bildung von concentrischen Lagen von abweichender Structur und Dichtigkeit habe bei der Schalenbildung der Lithophysen mitgewirkt, indem an Stelle der poröseren Sphaerolithlagen Hohlräume entstanden. Dass die hohlen Lithophysen schon vor der Consolidation des Magmas gebildet wurden, ergibt sich daraus, dass oft die äussere Schale zerbrochen und die Obsidianmasse z. Th. eingedrungen ist, welche daher noch zähflüssig gewesen sein muss, als die Transformation der Sphaerolithe stattfand.

Iddings' Erklärungsweise scheint immerhin die charakteristische blumenkelchartige Ausbildung der Lithophysen kaum nach allen Richtungen hin recht befriedigend zu deuten. Beständen die geschilderten physikalisch-chemischen Vorgänge zu Recht und wären sie die Ursachen, so sollte man erwarten, die gekammerten Lithophysen stets als Regel, die soliden compacten Sphaerolithe als Ausnahmen zu finden, denn die Anreicherung des Wassers in dem Magma und die umformende Wirkung desselben würde dann bei jeder Sphaerolithbildung vor-

gekommen sein. Ferner ist die Summe der Cavitäten so gross, dass sie nicht im Verhältniss zu stehen scheint mit derjenigen spärlichen Zunahme des Wassers in dem Magma, welche durch die Krystallisation wasserfreier Verbindungen erfolgt sein müsste.

Auch in den älteren Quarzporphyren kommen Bildungen vor, welche den Lithophysen der jüngeren rhyolithischen Gesteine durchaus gleichen. — Übrigens ist es wohl nicht ausgeschlossen, dass in ganz alterirten Gesteinen ursprünglich compacte Sphaerolithe durch wirkliche secundäre Zersetzung zu lithophysenähnlichen Erscheinungen Veranlassung gegeben haben.

Dass indessen auch lithophysenähnliche Bildungen vorkommen, auf welche die anfängliche Deutung v. Richthofen's in der That passt, wurde neuerdings durch Max Bauer hervorgehoben. Im Basalt vom Stempel bei Marburg bildet gelbes Glas nicht nur die innerliche Bekleidung von Blasenräumen, sondern es zieht sich zuweilen in ganz dünnen Bogen in den Hohlraum hinein, an einem Punkt von der Glaswand abzweigend, und in grösserer oder geringerer Entfernung davon sich wieder mit derselben vereinigend, als ob innerhalb des noch flüssigen Glasrandes sich eine zweite Dampfblase und dadurch eine neue secundäre Aufblähung gebildet hätte. Ja in grösseren Blasenräumen liegen oft zahlreiche bogenförmige Glashäute in geringer Entfernung von einander zwiebelschalenartig oder wie ein Satz Uhrgläser in einander; »es sind ähnliche Bildungen wie die Lithophysen der sauren vulkanischen Gesteine« (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 176).

An die sphaerolithische Structur schliesst sich unmittelbar die sog. variolitische an, bei welcher es geschieht, dass sphaerolithartige Kügelchen von härterer Beschaffenheit pockennarbenähnlich auf der Oberfläche des angegriffenen sie enthaltenden Gesteins hervorstehen. Bezüglich der specielleren Structur dieser Kügelchen vgl. die Beschreibung des Gesteins Variolit.

Centrische Structur. Langgezogene Gesteinselemente sind um die Körner gewisser Gemengtheile, seltener um ein abweichendes Aggregat, noch seltener um einen ideellen Punkt radial angeordnet, so dass der centrale Schnitt ein radspeichenähnliches Aussehen darbietet (vgl. Becke in Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 405). Dabei sind es in der Regel in dem Gesteinsgemenge nur gewisse Mineralarten, welche diese radiale Convergenz auf ein Centrum zu zeigen, weshalb ein centrisch struirtes Gebilde einen mehr lockeren, weniger compact geschlossenen Eindruck gewährt als ein Sphaerolith. So finden sich z. B. Hornblendestrahlen (mit zwischenliegenden Feldspathkörnern) um ein centrales Granatkorn, Feldspathstrahlen um ein Aggregat von Spinell und Feldspath. In der Regel sind diese centrisch struirten Partieen des Gesteins gegen die übrige Masse desselben nicht sonderlich scharf abgegrenzt. Sie pflegen vorwiegend in den krystallinischen Schiefern archäischen Alters zu erscheinen, wo sie gewöhnlich erst u. d. M. hervortreten, sind aber doch auch den Eruptivgesteinen nicht ganz fremd (z. B. Hornblendeprismen um ein Centrum von Nephelin im Phonolith von Guia auf Gran Canaria, von Cohen beobachtet). Es ist einleuchtend, dass die

centrische Structur mit der durch Belonosphaerite bedingten manchmal grosse Ähnlichkeit besitzt. Minder zweckmässig ist der früher einmal aufgetauchte Name Ocellarstructur, welcher, wie es scheint, dasselbe oder ein ähnliches Gefügeverhältniss bezeichnen sollte.

Oolithische Structur. Die an Carbonatgesteine (und etliche Eisenerze, aber allemal nur aus Wasser abgesetzte Massen) gebundene oolithische Structur beruht darin, dass das Gestein entweder gänzlich oder zum grössten Theil aus kleinen rundlichen Kügelchen von feinstkrystallinischer Structur zusammengesetzt ist. Die Kügelchen sind in ihrem ausgebildetsten Zustande concentrisch-schalig oder radial-faserig oder beides zusammen, wenn auch ihr Querbruch makroskopisch manchmal eine dichte Beschaffenheit zeigt; indessen bringt die Verwitterung auch dann in der Regel concentrisch-schalige Umhüllungen zum Vorschein. Die Kügelchen liegen nur selten vereinzelt in einer meist erdigen oder dichten reinen oder verunreinigten Carbonatmasse, in den häufigsten Fällen erscheint die letztere im Verhältniss zu den Kügelchen sehr zurückgedrängt, welche eng zusammengehäuft sich gegenseitig ganz oder fast ganz berühren. Die Grösse der Kügelchen übersteigt in den gewöhnlichen Gesteinen dieser Art selten die eines Schrotkorns; nach Saussure findet sich bei Château de Moutonne in der Schweiz ein oolithischer Kalkstein der Juraformation mit 1½ Zoll grossen Kugeln (Voyage dans les Alpes II. § 359). Manchmal sind mehrere solcher ganz kleiner Kügelchen zu einem grösseren verwachsen. Rogenstein nennt man die oolithischen Kalkmergel der Buntsandsteinformation wegen ihrer Ähnlichkeit mit Fischrogen; ihre Kügelchen sind grau und meist makroskopisch dicht. Die Hauptverbreitung gewinnen die oolithischen Kalke in der oberen Juraformation, die deshalb von den englischen Geologen auch Oolithformation benannt wird. Im Erbsenstein oder Pisolith, z. B. dem bekannten Absatzproduct der Karlsbader Quellen, erreichen die einzelnen Kügelchen die Dicke einer Erbse oder selbst einer Bohne. Die Oolithe umschliessen im Inneren oft einen fremden Kern, welcher als Ansatzpunkt diente. Auch gewisse Eisensteine sind mit dieser Structur versehen.

Über die mikroskopische Structur der Oolithkörner sind manche Untersuchungen angestellt worden, aus denen sich ergibt, dass die hier vorliegenden Verhältnisse unter einander sehr verschieden sind. Was makroskopisch als Oolithkorn erscheint oder so heisst, braucht mit einem anderen ebenfalls hierher gerechneten blos die äussere rundliche Gestalt und die chemische Beschaffenheit der Substanz — Kalkstein, dolomitischer Kalkstein, oder Dolomit — gemeinsam zu haben. Im Folgenden ist versucht worden, die bisher bekannt gewordenen Modalitäten der specielleren Mikrostructur sowohl der eigentlichen Oolithe als der diesen blos äusserlich gleichenden Gebilde zusammenzustellen.

A. Eigentliche Oolithe, oder Oolithe im engeren Sinne:

1) Blos concentrisch-schalig gebaut, wie die des Erbsensteins (von Karlsbad). Dass diese gleichmässig struirten Kügelchen, welche keine radiale Faserung erkennen lassen, auch thatsächlich keine besitzen, ergibt sich daraus, dass die negative Verticalaxe des Aragonits nicht in radialer Richtung, sondern vielmehr in

tangentialer verläuft; hier gibt jedes Kügelchen beim centralen Schnitt zwischen gekreuzten Nicols ein sehr scharfes schwarzes Kreuz mit farbigen Sectoren dazwischen, weshalb auch nur sehr wenig unorientirt-körnige Materie eingemengt sein kann; in einer peripherischen Rinde stehen wohl deutlichere mikroskopische Aragonitprismen radial (Sorby, Präsidentenadresse zur Geological society, London 1879). Gewöhnlich finden sich die Schalen um ein fremdes Centrum.

2) Mehr oder weniger deutlich concentrisch lagenförmig gebaut, wobei die einzelnen Lagen aus schmalen strahlenförmigen radial gestellten Calcitfasern bestehen, die ihre negative Hauptaxe auch ziemlich radial gerichtet haben, weshalb der Centralschnitt des Kügelchens zwischen gekreuzten Nicols ein unvollkommenes schwarzes Kreuz ergibt. Gewöhnliche Structur der Oolithkörner in der englischen Juraformation (hier fast durchgehends von derselben Grösse); auch die grösseren Körner der deutschen Buntsandsteinoolithe (Rogensteine) pflegen so struirt zu sein; in den Rogensteinen liegen oft zwischen den einzelnen Schalen feine Thonlagen, weshalb in dem Dünnschliff hellere und dunklere Ringe hervortreten. Vielfach einen abgerundeten Kern enthaltend.

3) blos radialstrahlig, ohne erkennbare concentrisch-schalige Structur; dazu viele der kleineren Rogensteinkörner.

In allen diesen Fällen können in den Oolithen fremde Kerne von geringen Dimensionen vorhanden sein, Körnchen von Quarz oder von Feldspath, Stückchen von Kalkstein, Fragmentchen einer Muschelschale, eines Crinoidenstielglieds, Foraminiferen, Bryozoenreste, Korallensand, Trümmer von Oolith selbst u. s. w. Bei dem sog. Riesenoolith von Sasso Mattolino und von der Mündung des Val Farina in der Gegend von Esino besteht der Kern der polyëdrischen oft sehr grossen Pisolithe aus einem ziemlich groben Aggregat von entweder Dolomit- oder Calcitkörnern mit eingelagertem Eisenoxydhydrat, während in beiden Fällen sich um den Kern recht grobe Calcitstengel meist mit zahlreichen Zwillingslamellen herumlegen (Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1880. I. Ref. 191).

B. Hieran schliessen sich andere Gebilde, welche den vorher aufgezählten nahe stehen, aber doch wohl nur als Oolithe im weiteren Sinne, als Oolithoide gelten können. Die drei ersten der folgenden Modalitäten besitzen keine radiale, wohl aber noch eine concentrisch-lagenförmige Structur.

1) Concentrische Lagenstructur hervorgebracht durch abwechselnde, einander umhüllende Zonen von sehr fein-krystallinischer und gröber-krystallinischer Ausbildung, wie dies zufolge Loretz in südtiroler Dolomiten oft der Fall ist (Z. geol. Ges. 1878. 387). Die feineren Lagen sind mehr trübe, in ihnen sind etwaige Verunreinigungen mehr angehäuft und sie werden in der Regel leichter von der Verwitterung angegriffen, als die gröber-körnigen helleren und reineren. Chemisch zeigen beide meist keine merklichen Differenzen. Die alternirenden Zonen sind verschieden breit, sehr oft nicht rings geschlossen, sondern nur lückenhaft als Bogen ausgebildet, manchfach gekrümmt, aus- und eingebogen. Diese Oolithoide sind bald bohnen- und erbsendick, bald nur mit Vergrösserung zu erkennen. Der Kern derselben und die Masse zwischen den einzelnen besitzt bald

die eine, bald die andere der vorhandenen Korngrössen; ein fremdartiges Centrum ist nicht vorhanden. — Der einfachste Fall dieser Art besteht darin, dass ein rundliches Aggregat gröberkörnigen Calcits umhüllt ist von nur einer einzigen Schale feinkörnigen Calcits.

2) Die concentrische Lagenstructur besteht nur in einem sehr anffälligen kettenartigen Aneinanderschliessen der in demselben concentrischen Ring nebeneinander liegenden Individuen, so dass deren äussere und innere Begrenzung in dieselbe Curve fallen; auch hier findet sich kein fremdartiger Mittelpunkt; die Abgrenzung nach aussen ist undeutlich (Loretz, ebendas. 1879. 768).

3) Die Lagenstructur beruht blos auf einer concentrischen Vertheilung der innerhalb der krystallinischen Individuen eingeschlossenen fremdartigen pigmentirenden Partikel in der Art, dass ringweise wechselnd die krystallinischen Individuen freier von solchen oder reicher daran sind. Auch hier fehlt radiale Anordnung ganz, desgleichen ein fremder Kern; die äussere Abgrenzung ist nicht deutlich (Loretz, ebendas. 1879. 768).

4) Zu dieser Gruppe der Oolithoide könnte man dann auch noch rechnen die von Sorby beobachteten Kügelchen, welche zusammengesetzt werden aus mehreren unter verschiedenem Winkel aufeinanderstossenden Systemen von büscheligen Calcitstrahlen; jede Zonenstructur fehlt hier natürlich; in den einzelnen Systemen divergiren die Strahlengruppen oft von der Oberfläche des Kügelchens her. Sorby hält diese Gebilde für umkrystallisirte schalig gebaut gewesene Aragonit-Oolithe.

C. Noch mehr von dem Begriff der eigentlichen Oolithe entfernen sich andere kalkige oder dolomitische kugelförmige Gebilde, welche mit den ersteren nur die äussere rundliche Form gemeinsam haben, aber deshalb auf den blossen Anblick hin mit diesen verwechselt werden können. Man könnte sie daher die P s e u d o o l i t h e nennen. Hierbei handelt es sich u. a. um folgende Fälle:

1) In den rundlichen Körpern liegt weiter nichts vor als eine locale von derjenigen der dazwischen befindlichen Gesteinsmasse etwas abweichende Beschaffenheit; eine besondere Structurgliederung fehlt gänzlich; die Grenzen nach aussen sind nicht scharf. Jener Gegensatz kann sich darin aussprechen, dass:

a) sehr feinkrystallinische Partikelchen zu einem Haufen zusammengeballt in einer gröber krystallinischen Hauptmasse liegen; sie wittern leicht aus und lassen dann ein feinporöses Gestein zurück (Loretz);

b) in ähnlicher, nur umgekehrter Weise gröber-krystallinische Theilchen zu einem rundlichen körnigen Haufen vereinigt in einer feiner-krystallinischen Masse liegen. — Auch manche Kügelchen des Rogensteins besitzen weder faserige noch concentrisch-schalige Structur, sondern sind regellos aus kleinen Rhomboëderchen zusammengesetzt (möglicherweise waren diese Kugeln ursprünglich auch faserig, wie A. 2, und haben erst durch Umwandlung die körnig-späthige Zusammensetzung angenommen, wobei die anfänglich in concentrischen Lagen vorhandene Thonmasse sich jetzt unregelmässig zwischen den Rhomboëdern vertheilt findet);

c) die kugelförmig begrenzten Partieen auch nicht einmal durch abweichende Korngrösse, sondern lediglich dadurch hervorgebracht werden, dass das färbende Bitumen sich innerhalb derselben concentrirt hat. Cohen beschreibt eine solche Bildung bei dem sog. Trochitenkalk von Remich in Luxemburg, welcher äusserlich ganz oolithisch aussieht; der eigentlichen Structur nach ist die ganze Gesteinsmasse, mitsammt den scheinbaren Oolithen ein gleichmässig feinkörniges Aggregat von Dolomit, in welchem jene locale Tinctur Platz gegriffen hat (N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 178).

2) Die anscheinenden Oolithkörner sind nur abgerundete oder rundliche Fossilreste, welche hin und wieder noch mit einer besonderen dünnen Haut eines Carbonats überspannt wurden. So finden sich abgerundete Fragmente von Muschelschalen, Crinoidenstielgliedern, Korallenstückchen. Darwin und nach ihm Renard beschrieben solche recente Bildungen von der Küste der Insel Ascension. Bei den Jura-Oolithen südlich von Sonthofen am Schwarzenberg in Bayern ergibt es sich zufolge Schafhäutl nach einer Behandlung mit Säuren, dass die mohnkorngrossen eiförmigen Körner Bryozoenreste sind (Geogn. Unters. d. südbayer. Alpen 1851. 41). Nach Ehrenberg scheinen die Kalkkörner vieler sog. Oolithe der Juraformation, wie auch des Bergkalks am Onega-See in Russland hauptsächlich durch die Kalkschalen von Melonien (Foraminiferen mit kalkig poröser Schale) gebildet zu sein; in vielen Fällen seien freilich diese Melonien so vollständig in Kalkspath verwandelt, dass es unmöglich ist, ihre Schalen zu unterscheiden (N. Jahrb. f. Min. 1844. 378). In sehr vielen sog. Oolithen wird in der That die betreffende Structur durch überrindete Foraminiferen hervorgebracht, deren Kammern durch feinkörnigen Calcit ausgefüllt zu sein pflegen. Erbsengrosse pisolithähnliche Kalksphaeroide aus dem englischen Oolith zeigen nach Wethered (gar keine concentrische Schalenstructur, sondern) geschlängelte und z. Th. auch gegabelte Röhrchen von 0,05 mm Durchmesser; der Kern der Kugeln und die Substanz zwischen den Röhrchen ist Calcit; diese Sphaeroide sind röhrenbauende Organismen, welche wahrscheinlich zu den Rhizopoden gehören und sich am nächsten an die von Nicholson und Etheridge beschriebenen obersilurischen Pisolithe von Girvanella problematica anschliessen (Geol. Magaz. 1889. 196). — Sandberger hob hervor, dass im Hauptrogenstein des Breisgaus (z. B. bei Badenweiler), auch in der Schweiz bei Muttenz und Delsberg zollgrosse sog. Oolithkörner vorkommen, welche häufig Nerinea Bruckneri u. a. Fossilien einschliessen. Steinmann fand genau dieselben »Oolithpuppen« oder »Mumien« in dem südlichsten elsässer Jura bei Pfirt und wies nach, dass bei diesen Gebilden, welche sich von den gewöhnlichen, mehr oder weniger gleichmässig gerundeten Körnern der eigentlichen Oolithe auch durch unregelmässige bald kurz cylindrische, bald lang conische Gestalt unterscheiden, die oft sehr dünne Hülle die mikroskopische Structur eines Schwammes (speciell eines sog. Pharetronen) offenbart. In derselben Weise beobachtete er in den älteren Tertiärbildungen von S. Giovanni Ilarione im Vicentinischen ganz ähnliche puppenförmige Oolithkörper, welche auch meistens Gasteropodenschalen als Kern besassen, wobei jedoch

hier der umhüllende Organismus kein Thier, sondern ein Vertreter der kalkabsondernden Florideen, ein Lithothamnium war (N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 151).

3) Die anscheinenden Oolithkörner sind nur durch Friction abgeschliffene Fragmente eines krystallinisch-körnigen Kalksteins, welche durch ein Kalkbindemittel verkittet werden. J. G. Bornemann fand eine so der Hauptsache nach aus Pseudoolithen zusammengesetzte Bank im unteren Wellenkalk am grossen Reihersberg bei Eisenach (Jahrb. preuss. geol. Landes-Anst. für 1885. 277).

4) Virlet d'Aoust beobachtete, wie in den Seen von Chalco und Texcoco auf der Ebene von Mexico Kalke, vollständig den Oolithen der Juraformation ähnlich, durch concentrische Umhüllungen um kleine Insecteneier entstanden (Comptes rendus, XLV. 1857. 865). — Knop sprach die Vermuthung aus, dass auch zu Grunde gegangene Conchylienbrut, deren leere Schalen sich anhäufen, zur Oolithbildung Veranlassung geben konnte, indem sich durch Incrustation ihr Inneres ausfüllt, ihr Äusseres überkleidet.

Die eigentlichen Oolithe (und auch manche der uneigentlichen) scheinen theils durch Überrindung fremder fester Körperchen, theils durch concretionäre Zusammenballung innerhalb des mehr oder weniger verfestigten Gesteins entstanden zu sein. Der Karlsbader Erbsenstein liefert für die erstere Bildungsweise ein bekanntes Beispiel: ein Spiel der aufsteigenden Quellwasser werden die ein Quarz- oder Feldspathpartikelchen umhüllenden Körnchen schwebend erhalten und in steter drehender Bewegung allseitig regelmässig so lange incrustirt, bis sie, zu schwer geworden, niederfallen und sich mit den bereits fertigen vereinigen. An den Küsten von Florida (nach Agassiz), an der Nordküste von Tahiti wird ebenfalls eine solche recente Oolithbildung beobachtet; an dem letzteren Orte »überziehen sich Korallensand und zerriebene Muschelschalen, welche die Fluthen und Wogen ausgeworfen haben, mit dem verkittenden kohlensauren Kalk des Meeres und jedes Korn vergrössert sich zu einer Kugel« (J. D. Dana, Corals and Coral Islands, 1872. 372). Das aus solchen Oolithkörnern schliesslich zusammengesetzte Gestein wäre also seiner letzten Entstehung nach als ein Agglomerat zu betrachten. Für eine andere Abtheilung der Oolithe scheint eine solche Bildung kaum annehmbar; bei ihnen dürften die Kugeln da, wo sie sich finden, auch entstanden sein, durch einen innerhalb der vielleicht noch nicht ganz verfestigten Gesteinsmasse erfolgten concretionären Act, wie dies vielleicht für viele Rogensteine gilt; ein fremdes Centrum brauchte hier nicht vorhanden zu sein. Spätere Umlagerungsvorgänge können vielfach die ursprüngliche Structur der Oolithe verwischt haben.

Die durch Schalen-Umhüllung von innen nach aussen gewachsenen Oolithe nennt Gümbel die Extoolithe, und setzt ihnen die Entoolithe gegenüber; letztere Bildung, »namentlich häufig bei Eisenoolith, wohl auch bei Kalkoolithen vorkommend«, besteht aus »einer blasenartigen Hülle, welche entweder hohle Oolithkörnchen liefert, oder durch Substanzinfiltration nach innen ganz oder theilweise meist mit krystallinischer Masse sich ausfüllt«; »diese Blasenoolithe können dann einer weiteren Überrindung zur Grundlage dienen; es finden sich

dann beide Bildungsweisen vereinigt, und man erkennt dies daran, dass solche Oolithkörnchen nach aussen aus concentrischen Schalen bestehen, im Inneren hohl oder durch krystallinisch ausgebildete Substanz erfüllt sind (Dimorph-oolithe)« (N. Jahrb. f. Min. 1873. 303). Bei diesen Ausführungen ist nicht gesagt, woraus die »blasenartige Hülle« bestand, und wie sie gebildet wurde; oder sollte es sich hier um die bekannte Ausfüllung hohler Fossilreste, z. B. von Foraminiferenschalen handeln? Knop beobachtete bei Nauheim eine Incrustation von Luftblasen in kalkreichem Mineralwasser, welche sich direct mit einer fortwachsenden kugelrunden eisenoxydhydratreichen Kalkmasse umhüllen, aber in diesem Falle keine »Entoolithbildung«.

Schneeweisse, z. Th. auch silbergraue, meist $\frac{1}{2}$ mm grosse kugel- bis eiförmige Gebilde, welche am seichten Ufer des Great salt Lake (Utah) in grosser Menge vorkommen, sind insofern echte Oolithe, als um einen inneren Kern von unregelmässig körnigem Kalk sich concentrische Schalen mit zugleich radialer Anordnung der Calcitkrystalle legen. Diese Oolithe sind das Product kalkabsondernder Spaltalgen (Gloeocarpa und Gloeothece). Löst man die Kügelchen, welche, im Seewasser selbst liegend, gewöhnlich von einer bläulichgrünen Algenmasse theilweise bedeckt werden, in verdünnter Salzsäure auf, so werden die wie winzige Körnchen erscheinenden abgestorbenen und geschrumpften Spaltalgen, die ihre grünliche Färbung bereits verloren haben, frei. Diese Oolithe werden von ebenso entstandenen, mehrere mm grossen, unregelmässig knolligen Kalkkörpern und von länglichen dünnen Stäbchen (ca. $\frac{1}{2}$ mm lang, $\frac{1}{10}$ mm breit) begleitet. Rothpletz, welcher Vorstehendes beobachtete, ist der Ansicht, dass sehr viele marine Kalkoolithe mit regelmässig zonarem und radialem Aufbau das Product der Kalkausscheidung sehr niedrig stehender mikroskopischer Algen sind.

Über Mikrostructur und Bildung der Oolithe und Rogensteine vgl.

Quenstedt, Bildung der Oolithe, Das Flötzgebirge Württembergs 1843. 43.
Deicke, Mikrostr. d. Rogensteins, Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch. I. 153. 188.
Ewald, Mikrostr. d. Rogenst., Z. geol. Ges. XXII. 1870. 768.
Virlet d'Aoust, Bildung von Oolithen, Comptes rendus, XLV. 1857. 865.
Gümbel, Bildung von Oolithen, N. Jahrb. f. Miner. 1873. 303.
Knop, desgl., ebendas. 1874. 285.
Loretz, Struct. d. Oolithe, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 387 und XXXI. 1879. 766.
Cohen, Struct. d. Oolithe, N. Jahrb. f. Miner. 1880. I. Ref. 191. — 1882. I. 178.
Steinmann, desgl., N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 151.
O. Lang, desgl., Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 256.
Sorby, Quart. journ. geol. soc. XXXV. 1879. Anniversary address 56.
Rossbach, Beitrag z. Kenntniss oolithischer Kalksteine. Dissertation Jena (Meiningen 1884).
Pöhlmann, Structur d. Oolithe, N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 246.
Liebetrau, Oolithe im Muschelkalk v. Jena, Z. geol. Ges. XLI. 1889. 740.
Rothpletz, Oolithe vom Great salt Lake, Utah, Botanisches Centralblatt, 1892. Nr. 35.

Anm. Vielfach ist auch von der perlitischen Structur die Rede, obschon die dadurch hervorgerufene Erscheinung kaum eine Structur im eigentlichen Sinne genannt werden kann, sondern als eine blosse Wirkung der Con-

traction oder Absonderung gilt. Sie besteht darin, dass in einer Gesteinsmasse von vorwiegend glasigem Charakter in Folge des allseitig gebogenen Verlaufs von um einander liegenden Rissen und Sprüngen rundliche perlähnliche Glaskügelchen abgegrenzt werden, welche aus zwiebelähnlich sich umhüllenden Glasschalen bestehen. Im centralen Schnitt treten die einzelnen Schalen als mehr oder weniger regelmässige und geschlossene Kreise oder Kreisbogen hervor. Die Ausbildung dieser perlitischen Kugeln ist jedenfalls ein mit der endlichen Verfestigung des Gesteins unmittelbar verbundener Act, welcher erst erfolgte, nachdem die Ausscheidung mikrolithischer oder krystallitischer Entglasungsproducte beendigt war. Bald ist das Gestein ganz oder zum grössten Theil ein dichtgedrängtes Haufwerk solcher perlitischer Kügelchen, wobei dieselben sich gegenseitig deformirt haben, bald finden sich nur spärlichere Kügelchen oder nur Ansätze dazu in einer vorwiegend nicht perlitisch beschaffenen Masse. Diese Bildungen scheinen vorzugsweise in recht kieselsäurereichen glashaltigen Gesteinen Platz zu greifen. In seltenen Fällen geben die Glaskugeln in Folge der in ihnen eingetretenen Spannung zwischen gekreuzten Nicols ein dunkles Interferenzkreuz; über andere optische Erscheinungen vgl. Perlit. — Judd fasst dagegen bei Gelegenheit seiner Untersuchungen über den Marekanit (Geol. Magaz. (3) III. 1886. 241) die Perlitbildung etwas anders auf, indem er darin nicht eine etwa der prismatischen Absonderung vergleichbare einfache Abkühlungserscheinung erblickt, sondern vielmehr das Resultat einer Schrumpfung, welche nach der eigentlichen Gesteinsverfestigung auf Grund eines langsamen Austritts flüchtiger Substanzen (in diesem Falle wohl von Wasser) erfolgte; er erinnert dabei an die von Fouqué und Michel Lévy durch Eintrocknen von kieselfluorcalciumhaltiger Kieselgallerte künstlich erhaltenen perlitischen Sprünge (Minéral. micrographique 1879. Tafel XIX. fig. 2), sowie an die Beobachtungen von Grenville Cole an eintrocknendem Canadabalsam (Geol. Mag. (2) VII. 1880. 115).

Compacte und poröse Structur. Erfüllt die Masse eines Gesteins ihren Raum stetig, so dass keine Unterbrechungen des Zusammenhangs ersichtlich sind, so liegt ein compactes Gestein vor. Ist die Raumerfüllung aber unstetig, so dass das Gestein kleinere oder grössere Zwischenräume enthält, welche leer (d. h. nur mit Luft erfüllt) sind, so wird diese Structurmodalität nach Maassgabe der verschiedenen Form und Grösse der Zwischenräume sowie der Entstehungsweise derselben mit verschiedenen Namen belegt (die nachfolgende Terminologie lehnt sich an die von Naumann, Geognosie I. 1858. 426 an).

Poröse Structur; die Zwischenräume sind sehr klein, recht gleichmässig vertheilt und entweder punktförmig oder auch ganz unregelmässig gestaltet, mit rauhen, zerfressenen oder drusigen Wänden; z. B. Dolomit, manche Trachyte. In gewissem Sinne sind freilich alle Gesteine porös, denn alle sind für das Wasser mehr oder weniger durchdringbar, wenn auch dieser Process nicht mit dem Auge verfolgt werden kann. Nach Kurr kann der gewöhnliche Granit von Wildbad in 100 Gewichtstheilen seiner Masse 0,4 G.-Th. Wasser auf Poren absorbiren; Daubrée fand, dass der porösere Trachyt vom Drachenfels in 100 G.-Th. 3,7

G.-Th. Wasser zu absorbiren vermag. Bald beruht die poröse Structur auf einer ursprünglichen Anlage, bald kann sie aber auch erst secundär, durch die Entfernung gewisser Gemengtheile oder accessorischer Bestandmassen oder Gesteinspartieen erzeugt sein. — Übrigens braucht die Porösität eines Gesteins nicht nur in dem Dasein von Zwischenräumen zwischen den einzelnen Gemengtheilen zu bestehen, sondern es können auch die letzteren selbst Unterbrechungen ihres Zusammenhangs besitzen. — Aus den Untersuchungen von Hoffmann, angestellt an Porphyren, Graniten, Basalten, Gläsern u. s. w., welche mit Farbstoffen getränkt wurden, scheint sich auf Grund der eigenthümlich gleichmässigen Verbreitung eines Theiles der letzteren durch die ganze Masse einzelner Mineralien, nach der Ausbreitung derselben von den Sprüngen aus in die Masse, nach der Art und Weise, wie sich Gesteine zwar gleichen Gefüges aber mit anderem Mineralgehalt dem Wasser gegenüber verhalten, der Schluss ziehen zu lassen, dass ein Gestein nicht im eigentlichen Sinne porös sein muss, um Wasser aufzunehmen; es scheint vielmehr, dass die Flüssigkeiten, sowohl das Wasser als die färbenden, sich zu einem nicht unbeträchtlichen Theile zwischen den Molekülen der Mineralien fortbewegen. Alsdann würde Menge und Geschwindigkeit für die eindringende Flüssigkeit sowohl von der chemischen resp. krystallographischen Beschaffenheit des Minerals als von der chemischen Beschaffenheit der eindringenden Flüssigkeit abhängen, und je grösser die Abstände der Moleküle des betreffenden Minerals wären, desto schneller und reichlicher würde die Flüssigkeit eindringen (Progr. d. kgl. Gymn. zu Wurzen, Sachsen 1890).

Zellige Structur; die Cavitäten sind grösser, regellos gestaltet, doch nicht rund, sondern mehr oder weniger ebenflächig begrenzt, mit rauhen, zerfressenen oder drusigen Wänden; mancher Süsswasserquarz.

Cavernöse Structur; die Cavitäten sind noch grösser, zoll- bis fussgross und darüber, ganz unregelmässig gestaltet und mit rauhen, zerfressenen oder drusigen Wänden versehen, sehr häufig auch mit einer losen sandähnlichen Masse gänzlich oder theilweise ausgefüllt; Dolomit, Rauchwacke.

Tubulöse Structur; die Cavitäten sind röhrenförmig langgezogen, gerade oder gewunden, und in der Regel ziemlich parallel, mit glatten oder rauhen Wänden; in Süsswasserbassins gebildete Quarzite und Kalksteine, wobei die röhrenförmigen Hohlräume vielfach durch Herauswitterung umhüllter Pflanzenstengel entstanden sind.

Während die poröse Structur allen beliebigen Gesteinen eigen sein kann, die zellige, cavernöse und tubulöse vorwiegend auf solche beschränkt sind, welche durch Absatz aus dem Wasser entstanden, ist die blasige und schlackige Structur an pyrogene Erstarrungsgesteine gebunden, und zwar an solche, welche oberflächliche Ergüsse und Auswurfsmassen bilden, insbesondere an die Laven aller Art, nebst ihren Schlacken und Lapilli, an Basalte, Melaphyre u. s. w. Sind die stets krummflächig begrenzten Hohlräume kugelig, ellipsoidisch, schlauchförmig, dabei in nicht überwiegender Menge im Gestein vorhanden, so bezeichnet man letzteres als blasig oder vesiculos; sind sie stark in die Länge gezogen,

nach allen Richtungen unregelmässig gewunden, und in so grosser Anzahl im Gestein vertheilt, dass dessen Masse zurücktritt, so heisst dasselbe ein schlackiges oder scorioses. Überwiegen die Hohlräume so, dass die Scheidewände ganz dünn werden, so pflegt man diese Structur auch wohl als schwammige oder bei kleinen Hohlräumen als schaumige zu bezeichnen, wofür der Bimsstein ein gutes Beispiel liefert. Die Innenwände der Blasenräume sind entweder glatt, aus einem glänzenden Schmelz bestehend, oder rauh, mitunter auch mit einer dünnen Rinde eines fremden Minerals überzogen. Die Bildung dieser Räume rührt offenbar von der Entwickelung von Gasblasen her, die in dem noch zähen Gestein — wahrscheinlich durch Verwandlung des in dem Magma eingeschlossenen Wassers in Dampf bei Aufhebung eines vorhanden gewesenen Drucks — entstanden und von dessen Festwerdung vor dem Entweichen gewissermassen überrascht wurden. Dadurch kann auch ihre unregelmässige, schlauchförmige, verdrehte Gestalt erklärt werden, indem die Druckveränderung ihre Contouren modificirte. Fand zu gleicher Zeit ein Fliessen statt, so erscheinen die Blasenräume häufig in der Richtung, in welcher sich die Masse bewegte, in die Länge gezogen; es wird dadurch gewissermassen eine lineare Parallelstructur hervorgerufen, ebenso wie die plattgedrückten und mit ihren grössten Durchschnittsflächen parallel gelagerten Blasenräume eine plane zu Wege bringen. Die Grösse der Blasenräume erscheint abhängig von der Plasticität der Masse sowie von der Intensität der Gasentwickelung. Den in grossen Tiefen zur Erstarrung gelangten Massengesteinen ist die blasige und schlackige Structur meistens versagt; doch weist Arch. Geikie besonders darauf hin, dass hunderte von schottischen Basaltgängen, welche in der Tiefe unter beträchtlichem Druck fest wurden, dennoch, insbesondere entlang der Mitte, mit runden Poren versehen sind, und erwähnt vom Beinn Suardal auf Skye einen durch die ganze Masse völlig zelligen Basaltgang (Trans. r. soc. Edinb. Bd. 35. II. 38). Wo die Structur bei Ergussgesteinen auftritt, dürfte sie allemal darauf verweisen, dass das Gestein mehr oder weniger, wenn auch oft vielleicht nur ganz spärlich, glasige Basis in sich enthält, indem das Zustandekommen rundlicher glattwandiger Blasenräume wohl zweifellos das Vorhandensein eines plastischen Schmelzmagmas voraussetzt.

Mandelsteinstructur oder **amygdaloidische Structur** entsteht dadurch, dass in dem erstarrten ehemaligen Schmelzfluss die Blasenräume gänzlich oder theilweise mit fremder Mineralsubstanz (verschiedenen Quarzarten, Kalkspath, Grünerde, Zeolithen u. s. w.) später ausgefüllt sind. Wegen der Ähnlichkeit der dadurch im Gestein erscheinenden, meistens etwas langgezogenen und plattgedrückten Mineralkerne mit Mandeln hat man diese Structur so genannt. Bei typischer Mandelsteinstructur ist wohl ebenfalls allemal eine glasig erstarrte Basis in mehr oder weniger grosser Menge vorhanden oder vorhanden gewesen. — Neben dieser echten Mandelsteinstructur kann eine andere äusserlich vielleicht ähnliche aber nicht damit zu verwechselnde dadurch entstehen, dass die ursprünglichen Hohlräume keine Blasen darstellten, sondern die ausgefüllten Cavitäten auf andere Weise beschafft wurden, indem sie durch das Herauswittern eines grösseren

Krystalls oder einer Gesteinspartie, durch die Wegführung einer accessorischen Bestandmasse entstanden. Die von Tschermak (Sitzgsber. Wiener Akad. XLVII. 1863. 113) angeführte Entstehung von Mandelkörpern durch Umwandlung von Conglomeraten gehört noch weniger hierher, da hierbei überhaupt kein Hohlraum ins Spiel kommt und keine Ausfüllungsmandeln, sondern nur vielleicht mandelähnliche Umwandlungsproducte erzeugt werden. Von der Zusammensetzung, Ausfüllungsweise und anderen Verhältnissen der echten Mandeln wird später mehrfach die Rede sein. Je höher das Alter des ursprünglichen blasigen Gesteins ist, desto verbreiteter und vollständiger ist auch die Mandelbildung darin. In den Blasenräumen der heutigen und überhaupt der historischen Laven hat meist noch keine Bildung von Mandeln stattgefunden, da dieselbe an zu ausgedehnte Zeiträume geknüpft ist. Bei der amygdaloidischen Structur tritt es noch deutlicher als bei der blasigen hervor, dass die ursprünglichen abgeplatteten Hohlräume sehr oft mit ihren flachen Seiten einander parallel gelagert sind und auch die Längsaxen derselben eine gleiche Richtung verfolgen, so dass also eine Art von Schichtung und Streckung bei den Mandeln erscheint. U. d. M. findet man häufig die Feldspathleisten des Gesteins mehr oder weniger tangential um die ehemaligen Blasenräume geordnet. Wenn die Mandeln herauswittern, so entstehen wiederum sphaeroidische und amygdaloidische Blasenräume.

Im Gegensatz zur Structur eines Gesteins, für welche die Form, Grösse, Anordnung des einzelnen Mineral-Individuums die Einheit ist, könnte man mit Brögger in gewissen Fällen auch von der Architektur eines Gesteins sprechen, für welche dann die Einheit aus Gesteinspartieen besteht, also höherer Ordnung ist. Von derselben würde z. B. da bei Eruptivgesteinen die Rede sein, wo ein solches fremde Bruchstücke eines anderen Gesteins von dieser oder jener Form, in dieser oder jener Anordnung eingeschlossen enthält. Auch die Erscheinungsweise der schlierigen Gesteine würde unter diesen Begriff fallen.

2. Structuren der klastischen Gesteine.

Was die Trümmergesteine anbelangt, welche aus der Zertrümmerung und abermaligen Verkittung früherer Massen hervorgegangen sind, so wird, abgesehen von den auch hier eintretenden Erscheinungen der planen Parallelstructur, die Verschiedenheit ihrer Structurverhältnisse vorwiegend durch die Grösse und Form der sie zusammensetzenden Gesteinsbruchstücke bedingt.

Wie schon an früherer Stelle bemerkt wurde, sind die Dimensionen der klastischen Gesteinselemente sehr verschieden, von lachtergrossen Blöcken sinken sie zu feinen Staubtheilchen herab. Zur Bezeichnung des Gefüges hat man die durchschnittliche Grösse der Trümmer als Anhaltspunkt gewählt und unterscheidet:

Die **Trümmerstructur** (Psephitstructur Naumann's von ψῆφος, ein kleiner Stein), wenn die verkitteten Fragmente wenigstens die Grösse einer Hasel-

nuss haben. Solche klastischen Gesteine, welche aus scharfkantigen und spitzeckigen Bruchstücken bestehen, bezeichnet man als Breccien, sind die Fragmente an ihren Kanten und Ecken abgerundet, so heisst das Trümmergestein Conglomerat. Die Trümmergesteine benennt man nach dem Gestein, welchem ihre Bruchstücke angehören, z. B. Porphyrconglomerat, Kalksteinbreccie. — Stammen die Bruchstücke nicht alle von ein und demselben Gestein, sondern von mehreren ab, so kann man das Trümmergestein mit Naumann ein polygenes nennen, im Gegensatz zu einem monogenen, welches nur Trümmer derselben Gesteinsart enthält. Die Bezeichnung wird dann, wenn in den Bruchstücken ein Gestein auffallend vorwaltet, von diesem hergenommen. In den Breccien bilden die Fragmente grosse Blöcke bis herab zu kleineren Brocken. Die Oberfläche derselben ist sehr wenigen oder gar keinen Veränderungen unterlegen, sie ist noch dieselbe, welche die Stücke bei der Zersprengung der ursprünglichen Gesteinsmasse erhielten. Ist bei den Conglomeraten die ursprüngliche Form der oberflächlich geglätteten Gesteinsstücke noch zu erkennen, so nennt man letztere meist Geschiebe und diese besitzen häufig eine platte, scheibenartige Gestalt; ist aber die Abrundung so weit vorgeschritten, dass die ehemaligen Contouren gänzlich verwischt sind und die jetzige Gestalt eine kugelrunde, ei- oder linsenförmige ist, so spricht man von Geröllen; doch wird auch bei der Bezeichnung manchmal über diesen Unterschied hinweggesehen. Die Conglomerate heissen, wenn die Gerölle oder Geschiebe keine sehr beträchtliche Grösse besitzen, öfters Puddingsteine, besonders bei vorwaltendem Bindemittel. Dadurch, dass die Geschiebe mit der Richtung ihrer Abplattung parallel gelagert sind, oder lagenweise je nach ihrer Grösse abwechseln, wird hier und da ein System von Parallelismus in den Conglomeraten hervorgerufen. — Die Form und Beschaffenheit mancher Gerölle oder Geschiebe bietet noch besondere Eigenthümlichkeiten, die eine weitere Besprechung verdienen.

Zunächst seien hier die sog. Dreikanter, Kantengerölle, Facettengerölle, Pyramidengerölle, Geschiebe-Dreikanter erwähnt, jene eigenthümlichen Geschiebe von pyramidaler Gestalt, welche sich im diluvialen Geschiebedecksand der norddeutschen Tiefebene, auch in den Lössablagerungen finden. Die auffallende Form dieser Geschiebe besteht darin, dass sie meist nur auf einer Seite eine kantige Begrenzung besitzen, bisweilen hier nur eine, wie ein schartiger Grat erscheinende Kante oder eine niedrig dreiseitige pyramidale Zuschärfung zeigen, während die entgegengesetzte Seite des Geschiebes blos die gewöhnliche flache Rundung darbietet. Das Material dieser Dreikanter besteht namentlich aus Quarz, Quarzit, Kieselschiefer, Hornstein, auch Diorit, Granit. — Viele Vermuthungen sind über die Ausprägung dieser Form aufgestellt worden. Man hat dabei an die Reibung gedacht, welche im Gletschereis eingefrorene Steine durch die Bewegung des Gletschers längs der Thalwände erfahren, an eine Gestaltung durch gegenseitiges Abschleifen übereinandergepackter Geschiebe unter dem Druck des Gletschers (wogegen spricht, dass sie nicht in der Grundmoräne vorkommen). Berendt glaubte z. B. 1884, dass die glacialen Schmelz-

wässer die im Sande an- und aufeinanderliegenden Geschiebe in lang andauernder rüttelnder Bewegung erhielten und so eine gegenseitige Abschleifung derselben bewirkten; gegen diese Auffassung hat Sauer mit Recht manche Bedenken geltend gemacht. — Schon vor längerer Zeit hatte Travers 1869 (in einem wenig beachteten Aufsatz »On the sand-worn stones of Evans Bay«) und Enys 1878 für das Vorkommen von Pyramidalgeschieben am Südende der Nordinsel von Neuseeland die Erklärung gegeben, dass sie als das Product der vereinigten Wind- und Sand-Erosion zu gelten hätten. Auch Gottsche betrachtete schon 1883 die Dreikanter als »sandcuttings«, und A. Mickwitz theilte 1885 Beobachtungen über das Zustandekommen ganz ausgezeichneter, durch Flugsand polirter Dreikanter von den Dünen bei Nömme unweit Reval mit. Diese immer wahrscheinlicher gewordene Deutung wurde durch die Wahrnehmung von Johannes Walther sehr gestützt, dass in der egyptischen Galalawüste zwischen Nil und dem Golf von Suez die Entstehung von oberflächlichen Kanten, die facettirte Oberfläche in der That das Resultat der schleifenden Thätigkeit des Wüstensandes bei Stürmen ist; nur da, wo die Gerölle diesem Sandgebläse ausgesetzt waren, erscheint die facettirte Oberfläche, da, wo sie, in dem Boden steckend, davor geschützt blieben, zeigten sie noch die ursprüngliche Abrundung durch Wassertransport. Mit dieser Sandbearbeitung pflegt auch ein eigenthümlicher speckiger Glanz der Oberfläche verbunden zu sein. Heim hat ebenso die Kantengeschiebe der norddeutschen Tiefebene für Producte von Sandanblasungen erklärt. Dames beobachtete ihre Entstehung in dem Sandgebiet nördlich vom Regenstein bei Blankenburg am Harz, van Calker eine ähnliche auf der vom Winde bestrichenen Sandfläche in der Haide bei Steenbergen, nahe der n.w. Grenze der Provinz Drenthe. — Merkwürdige facettirte Geschiebe aus der Salt Range im Pendjab bespricht eine die Erscheinungen nicht völlig deutende Mittheilung von Stone im Geol. Magaz. 1889. 415.

Travers, Transactions and Proceedings of the New-Zealand Institute II. 1869. 247.
Enys, Quart. journ. geol. soc. XXXIV. 1878. 86.
Gottsche, Sedimentärgeschiebe d. Provinz Schleswig-Holstein. Jokohama 1883.
Mickwitz, N. Jahrb. f. Mineral. 1885. II. 177.
Berendt, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1884. 201.
E. Geinitz, Die Bildung der Kantengerölle. Rostock 1886.
Sauer, Zeitschr. f. d. allgem. Naturwissensch. LXII. 1889. 22.
Joh. Walther, Sitzgsber. d. k. sächs. Ges. d. Wissensch. 1887. 133.
Dames, Z. geol. Ges. XXXIX. 1887. 229.
Heim, Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. in Zürich 1888.
van Calker, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 577.

Die von Gletschern, namentlich auf deren Unterboden fortbewegten Geschiebe zeigen an ihrer Oberfläche manchmal Schrammen und Kritzel, welche in ihrer typischen Ausbildung dermassen charakteristisch sind, dass ihr Vorhandensein eines der wichtigsten Momente für die glaciale Natur des betreffenden Schuttes abgibt; vgl. z. B. Herm. Credner in Z. d. geol. Ges. XXXI. 1879. 21; ferner über die Verbreitung geschrammter Gerölle im Diluvium der Seine bei

Paris, Bull. soc. géol. (2) XXVII. 1870. 505. — Ausserdem mag hier noch erwähnt werden, dass Kalksteingeschiebe ab und zu von cylindrischen Löchern durchbohrt sind, welche von Pholaden herrühren, wie die vom Mont du Chat bei Bourget.

Eindrücke von Geschieben in Geschieben (impressed pebbles, cailloux impressionnés). Der Erste, welcher diese merkwürdige Erscheinung beschrieb, war Lortet, der 1835 in der tertiären Nagelflue von St. Saphorin zwischen Vevey und Lausanne schwarze Kalksteingeschiebe auffand, welche in einander Eindrücke verursacht haben. Blum fand 1840 bei der Untersuchung der Nagelflue aus der Gegend von St. Gallen, dass solche Eindrücke nicht nur an schwarzem, braunem und anders gefärbtem Kalkstein, sondern auch an Geröllen von Granit, Syenit, Diorit, Gneiss, Glimmerschiefer, Aphanit und Serpentin, obwohl bei diesen Gesteinen meist nicht von derselben Grösse und Tiefe wie bei den Kalksteinen vorkommen; auch bei diesen fremdartigen Gesteinen rühren alle Eindrücke von Kalkgeschieben her. Linth-Escher bestätigte im folgenden Jahr das Vorkommen der Kalksteingerölle mit Eindrücken an den nordöstlichen Ufern des Züricher Sees, bemerkt aber — wie aus Blum's späteren Erklärungen hervorgeht, mit Unrecht —, dass solche Eindrücke sich niemals an quarz- und feldspathhaltigen Gesteinen vorfänden. Kaufmann beobachtete ebenso in der schweizer Nagelflue Kalksteingerölle, welche Eindrücke in kieseligen Gesteinen verursacht haben. In der Nagelflue von Dirnten bei Rapperswyl sind fast alle Kalkgeschiebe mit oft so tiefen Eindrücken versehen, dass bei den kleineren haselnussgrossen Stücken zwischen den Eindrücken an den entgegengesetzten Seiten häufig nur eine sehr dünne Scheidewand übrig bleibt. Die Geschiebe haben wiederum in denjenigen Geschieben Eindrücke verursacht, von welchen sie selbst solche erhalten haben. Linth-Escher fand dieselbe Erscheinung an den Nagelfluegeröllen des Tertiärbeckens von Marseille und an denjenigen von Mézel und St. Gaubert, westlich von Digne. Auch im Canton Appenzell, zwischen Gersau und Weggis auf der Scheideck, im Hegau nördlich vom Bodensee beobachteten sie Wissmann und Lortet. Nöggerath, dem man eine bis zum Jahr 1853 reichende vollständige Literaturzusammenstellung verdankt, sah am nördlichen Bodensee-Ufer bei Bregenz gelbliche Kalksteine mit oft halbzolltiefen Eindrücken, die hier so häufig sind, dass man auf jedem Gerölle Spuren davon wahrnimmt und oft auf einem einzigen Gerölle 50 derselben gewahrt. Daubrée wies sie im Kalksteinconglomerat von Delémont im Canton Bern nach. Sehr verbreitet sind sie in den tertiären Conglomeraten bei Montbéliard, wo Contejean auf einem Raum von ca. 11 cm Länge bis 200 Eindrücke zählte. Ausführliche Mittheilungen machte Paillette über solche Quarzgeschiebe in Conglomeraten des Steinkohlengebirges von Villa bei Sama und zwischen Olloñego und Mieris in Spanien; manche Gerölle sind hier in der Art zerdrückt, dass sie sternförmige Zerspaltungen zeigen (cailloux étoilés); die Concavitäten der blos mit Eindrücken versehenen glatten Geschiebe erscheinen unter der Loupe matt und rauh, wie mit Sand abgerieben. Noch in anderen Conglomeraten der Steinkohlenformation hat man die Gerölle

mit Eindrücken aufgefunden. v. Dechen beobachtete solche gegenseitigen Eindrücke an den baumnuss- bis haselnussgrossen Quarzgeschieben des Steinkohlenconglomerats von Eschweiler bei Aachen und des Buntsandsteins von Commern. In der spanischen Buntsandsteinformation von Chcea in Valencia wurde von de Verneuil dieselbe Erscheinung an Geröllen beobachtet, von Württenberger an denjenigen im unteren bunten Sandstein von Frankenberg in Hessen; Köchlin-Schlumberger fand triasische Quarzgerölle mit Eindrücken und sternförmigen Zerspaltungen im Vogesensandstein von Gebweiler. F. Römer beschrieb die Quarzgerölle mit Eindrücken von Kohlendorf in der Grafschaft Glatz. G. Württenberger berichtet ferner, dass die Körner der zum Hils oder Neocom gehörigen Bohnerze der Gegend von Salzgitter im Herzogthum Braunschweig ebenfalls mit gegenseitigen Eindrücken versehen sind; sehr deutlich sind hier auch die Eindrücke der kleinen Körner des oolithischen Eisensteins an den in demselben sich findenden Versteinerungen; die Schalen der letzteren sehen, wenn sie von den ansitzenden Eisensteinskörnchen vorsichtig befreit werden, in Folge der vielen aneinandergedrängten kleinen Eindrücke auf ihrer Oberfläche derjenigen eines Fingerhuts ziemlich ähnlich. Selbst die Eisenerzkörnchen der Kressenberger Nummulitenschichten tragen oft im Kleinen dieselben vertieften Eindrücke an sich, wie solche bei Geröllen in Conglomeraten vorzukommen pflegen (Gümbel, Sitzgsber. Münchener Akad. 1886. 445).

Die Frage über die Entstehung der Eindrücke auf den Geschieben ist immer noch nicht ganz befriedigend entschieden. Anfangs nahm man dabei vielfach eine stattgefundene Erweichung an; übrigens wurde schon früh an den in den Dislocationen sich aussprechenden Gebirgsdruck als an einen vorwiegend mitwirkenden Factor gedacht, der durch die lösende Kraft kohlensäurehaltigen Gewässers unterstützt werde. Nach G. Bischof's Versuch (1855) brachte ein belastetes, auf einer Marmorplatte ruhendes Quarzgeschiebe, nachdem es mit Wasser, dem einige Tropfen Salzsäure zugesetzt waren, begossen wurde, auf jener Platte in kurzer Zeit einen Eindruck hervor; bei stärkerer Belastung gelang das Experiment sogar mit destillirtem Wasser; ja es wirkte selbst belasteter Quarz auf Marmor überhaupt ohne Gegenwart von Wasser, sowie Marmor auf Marmor bei Gegenwart desselben. Merkwürdig bleibt es immerhin, dass sehr häufig das weichere Geschiebe in dem härteren einen Eindruck hervorgerufen hat. Weitere Versuche stellte 1857 Daubrée an: er liess auf zwei aneinander liegende Kalksteinkugeln eine schwach angesäuerte Flüssigkeit langsam herabtropfen; diese zog sich durch die Capillarität immer vorzugsweise nach den Contactstellen und griff hier allein die Kugeln merklich an; waren dieselben von ungleicher Grösse und aus zweierlei Kalkarten gebildet, so wurde immer eine derselben hauptsächlich angegriffen und es entstand endlich eine wirkliche Vertiefung, mit der die Kugeln in einander passten. Druck und Erweichung kamen also hier gar nicht ins Spiel. Reich und v. Cotta haben diese Wirkung schwacher Säure auf übereinandergelagerte Kalksteingeschiebe durch ihre Versuche bestätigt gefunden. Hauptsächlich wird bei den natürlich vorkommenden Kalksteingeschieben die auflösende Kraft der

in keinem Quell- und Gebirgswasser gänzlich fehlenden freien Kohlensäure wirksam gewesen sein. — Sorby führte mikroskopische Untersuchungen an Dünnschliffen von Nagelfluegeröllen mit Eindrücken aus und fand, dass die Parallelstreifen, welche die Schichtung des Kalksteins anzeigen, durch die Eindrücke anderer Gerölle keine Änderung ihrer Lage erfahren haben, dass ferner bisweilen von den Eindrücken aus das Gerölle zerklüftet erscheint und dass die Oberfläche des Geröllabdrucks häufig mit einem dünnen Überzug desjenigen bituminösen Körpers versehen ist, welcher durch Auflösen des Kalksteins in verdünnter Salzsäure als schwarzer Rückstand übrig bleibt. Er erklärt sich daher mit Recht gegen die Annahme eines früheren plastischen Zustandes der Gerölle sowie gegen die Vorstellung einer rein mechanisch aushöhlenden Thätigkeit und schliesst, dass sich die Eindrücke durch den Umsatz von mechanischer Kraft in chemische Wirkung erklären lassen, insofern dieselben durch chemische Weglösung entstanden sind, wobei die Löslichkeit durch den auf die Gerölle ausgeübten Druck an den Contactstellen gesteigert worden sei. Da die Gerölle ebenso in horizontalen Schichten vorkommen, so kann der Druck auch in dem eigenen Gewicht der Ablagerung beruhen und braucht nicht der Druck der Gebirgsstauung zu sein (vgl. Penck, die Vergletscherung der deutschen Alpen 1882. 288). Aus den Verschiedenheiten der Structur leitet Sorby die Erscheinung ab, dass nur gewisse Gerölle Eindrücke erhalten haben. Die Entstehung der Eindrücke in Quarzit- und Silicatgeröllen wird freilich dadurch nicht eben genügend aufgeklärt. — Rothpletz beobachtete an Dünnschliffen, welche durch die Contactstelle gelegt waren, dass dort im kleinsten Maassstabe ein gegenseitiges förmlich zahnartiges Eingreifen der einen Kalkgeröllmasse in die andere vorlag. — An den Geröllen von Sattnitz bei Klagenfurt nahm H. Höfer ausnahmslos wahr, dass das flachere Gerölle (das mit dem grösseren Krümmungshalbmesser) den Eindruck empfängt, das spitzere denselben verursacht.

Lortet, N. Jahrb. f. Min. 1836. 196, ebendas. 339; auch 1843. 296.
R. Blum, N. Jahrb. f. Min. 1840. 525.
Kaufmann, Bibl. univ. de Genève; Arch. des sciences physiq. 1861. XV. 140.
Linth-Escher, N. Jahrb. f. Min. 1841. 450.
Ad. Paillette, Bull. soc. géol. de France (2) VII. 1850. 30.
Favre, Bull. soc. géol. (2) VII. 1850. 44.
Lortet, Annales de la soc. nationale d'agriculture, d'hist. nat., et des arts utiles de Lyon 1851.
de Verneuil, Bull. soc. géol. (2) X. 1853. 116.
Deicke, N. Jahrb. f. Min. 1853. 801, auch 1860. 219 und 1864. 313.
Nöggerath, Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 1853. 667.
Bischof, Verhandl. der niederrhein. Gesellsch. zu Bonn. 12. April 1855. N. Jahrb. f. Min. 1855. 838.
Köchlin-Schlumberger, Bull. soc. géol. (2) XII. 1855. 87.
Daubrée, Comptes rendus XLIV. 1857. 823; auch N. Jahrb. f. Min. 1858. 106.
Reich u. v. Cotta, Berg- u. Hüttenmännische Zeitung 1858. 107.
Fournet, Bull. soc. géol. (2) XVI. 1859. 1103.
Württenberger, N. Jahrb. f. Min. 1859. 153, ebendas. 1865. 822.
v. Cotta, Berg- u. Hüttenmännische Zeitung 1859. Nr. 38. 348.

Gurlt, Niederrh. Ges. f. Natur- und Heilk. zu Bonn. 1860. 4. April.
Sorby, N. Jahrb. f. Min. 1863. 801.
v. Dechen, N. Jahrb. f. Min. 1863. 804.
F. Römer, 46. Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Cultur 1869. 38. v. Dücker ebenfalls über die Gerölle von Kohlendorf, Z. geol. Ges. 1869. 251.
A. Favre, Gerölle mit Eindrücken im Diluvium der Rue de Chevaleret in Paris, Bull. soc. géol. (3) I. 1873. 264.
Gümbel, Geognostische Durchforschung Bayerns 1877. 74.
Früh, Denkschriften der Schweizerischen naturforsch. Gesellschaft XXX. 1888.
Contejean, Gerölle von Montbéliard, Comptes rendus CX. 1890. 811.

Zerbrochene Gerölle, welche wiederum verkittet sind, eine Erscheinung, welche in mehreren Conglomeraten vorkommt. Die Gerölle sind zerspalten, die beiden Theile mehr oder weniger gegen einander verschoben und in dieser Lage abermals cämentirt; manchmal sind die Gerölle in mehrere Stücke zerbrochen. Die Nagelflue von St. Gallen in der Schweiz, das Steinkohlenconglomerat von Waldenburg in Schlesien, das Culmconglomerat von Hausdorf in Niederschlesien, das untere Rothliegende bei Mansfeld, von der Heumühle im Striegisthal in Sachsen, die devonischen Conglomerate von Arbroath in der Grafschaft Forfar und von Stonehaven in der Grafschaft Kincardine (Schottland), das Conglomerat aus Klausbach, nördlich von Kufstein enthalten solche Gerölle. Eine eigenthümliche Schuttlage von losen, sämmtlich zerbrochenen und wieder verkitteten (obersilurischen) Kalksteingeschieben beschrieb Meyn von Schobüll, n. von Husum; jedes Geschiebe ist nur aus den eigenen Bruchstücken, nicht mit den von den Nachbarn herrührenden wieder durch Kalk zusammencämentirt, und es existirte die Ablagerung dieser, mit Diluvialschrammen bedeckten Geschiebe schon, bevor das Zerbrechen begann. Nach Gottsche sind diese glacialen Geschiebe bei der zweiten Vereisung durch den Druck des Eises gegen das anstehende Gestein zerquetscht worden (Z. geol. Ges. XXXIX. 1887. 841). In grosser Menge beobachtete Fr. v. Hauer zersprengte, verschobene und wieder verkittete Geschiebe von alpinen Kalksteinen, krystallinischen Felsarten und Quarz im Sand und sandigen Lehm bei Schleinz und Pitten am Fuss des Rosaliengebirges unter Verhältnissen, dass sie an Ort und Stelle niemals einem grösseren Druck ausgesetzt gewesen sein konnten. Heim berichtet dagegen, dass die gequetschten und verschobenen Gerölle der Nagelflue nur oder fast nur in den bei der Faltung der Alpen aufgerichteten, also von gewaltsamem Druck betroffenen Schichten vorkommen. — Rothpletz beschrieb sehr ausführlich die zerbrochenen und in einander gepressten Quarzitgerölle im Culmconglomerat am Lichtenstein bei Hainichen.

Geschiebe eines thonigen Kalksteins mit geborstener Oberfläche beobachtete Laspeyres vielorts im diluvialen Geschiebelehm der näheren und weiteren Umgebung von Halle; die scharfrandigen bis 1 Linie weiten Sprünge, welche sich vielfach blattaderig verzweigen und schaaren, reichen mehr oder minder tief bisweilen bis fast in das Centrum des aus erratischem Silurkalkstein bestehenden Geschiebes hinein. Laspeyres ist der Ansicht, dass die Geschiebe im Laufe der Zeit innerhalb des bergfeuchten Lehms durch einen Umsatz des im Kalkstein

eingemengten starren Thons in den plastischen Zustand aufgerissen und zerborsten worden sind, indem mit der Wasseraufnahme eine von innen nach aussen gerichtete Aufquellung und Volumenvergrösserung eintreten musste. Meyn schloss sich für ähnliche zerborstene Diluvialgeschiebe aus Holstein dieser Deutung an.

Blum, N. Jahrb. f. Min. 1840. 526.
Trevelyan, Qu. journ. of the geol. soc. I. 147.
v. Carnall, Zeitschr. d. d. geol. Ges. VI. 1854. 662.
v. Cotta, geologische Fragen 1858. 210.
Meyn, Z. d. geol. Ges. XXIII. 1871. 404.
F. v. Hauer, Verh. geol. R.-Anst. 1879. 145.
Heym, Unters. über den Mechanism. d. Gebirgsbild. II. 8.
Rothpletz, Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 355; — XXXII. 1880. 189. — N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 93.
Pouech, Bull. soc. géol. (2) XXVII. 268.
Laspeyres, Z. d. geol. Ges. XXI. 1869. 465 und 697; XXII. 1870. 758.
Meyn, ebendas. 1871. 399.

Hohle Gerölle. Auf das eigenthümliche Vorkommen hohler klastischer Gesteinsfragmente machte zuerst 1836 v. Cotta aufmerksam; er fand in der Kalksteinbreccie von Tharandt in Sachsen eckige Kalksteinbruchstücke, die im Inneren hohl und zum Theil in Braunspath umgewandelt sind. In ausgezeichneter Weise zeigen nach Haidinger diese merkwürdige Erscheinung die dunkelgrauen Kalksteingerölle, welche östlich von Lauretta im Leithagebirge in einem hellgelblichgrauen lockeren, aus zerstörten Korallen-, Mollusken- und Foraminiferenresten bestehenden Kalkstein liegen. Die Gerölle sind durch einen eigenthümlichen Zersetzungsprocess im Inneren mehr oder weniger ausgehöhlt, oft so, dass nur eine dünne Rinde übrig bleibt, bisweilen ist sogar das ganze Gerölle verschwunden. v. Morlot fand ebenfalls hohle Kalksteingerölle zwischen St. Michael und Kaisersberg in Steiermark; manche enthalten im Inneren etwas Quarzsand, der bei der Zersetzung als unlöslich zurückblieb. Hohle Geschiebe im tertiären Sandstein entdeckte Kosztka bei Szlanipotok im Agramer Gebirge in Croatien. G. Württenberger beschrieb ferner hohle Geschiebe, die bei Frankenberg in Hessen in einem Conglomerat vorkommen, welches den unteren Buntsandsteinschichten angehört. Die oberen Gerölle bestehen dort aus Dolomit, die unteren aus Kalkstein. Die Dolomitgeschiebe, welche die innere Aushöhlung zeigen, sind aus den Kalkgeschieben entstanden, indem magnesiacarbonathaltende kohlensäurereiche Wasser von obenher eindrangen und bis zu einer gewissen Tiefe umwandelnd wirkten. Diesem Process der Dolomitisirung ist auch die Aushöhlung der davon betroffenen Geschiebe zuzuschreiben, dieselbe Erscheinung, welche die Pseudomorphosen von Bitterspath nach Kalkspath in ihrem Inneren zeigen: bei der Vereinigung der kohlensauren Magnesia mit dem kohlensauren Kalk wird nämlich zugleich durch das kohlensäurehaltige Wasser eine grosse Menge kohlensauren Kalks aus dem Inneren aufgelöst und weggeführt. Ein ähnlicher Process mag auch bei den anderen Vorkommnissen hohler Geschiebe von statten gegangen sein.

W. Höfer beobachtete hohle Gerölle von alpinem Triaskalk, verbunden durch erdigen braunen Thon mit weissen Quarzkörnern und Glimmerblättern in den oberneogenen Conglomeraten der Sattnitz bei Klagenfurt; bald ist die periphere Rinde geblieben und das Innere ist leer oder mit Dolomitsand theilweise erfüllt, bald sind die Gerölle gänzlich in einen Dolomitsand umgeändert, bald ist von dem ganzen Gerölle nichts mehr vorhanden, dagegen der entstandene Hohlraum mit secundärer Kalkmasse ausgekleidet. Ein hohles Geschiebe, in welchem ein dolomitischer Kern lag, ergab nach innen eine beträchtliche Abnahme des Kalkcarbonats und Zunahme des Magnesiacarbonats, sowie der unlöslichen Substanz: nach Höfer haben hier kohlensäurehaltige Gewässer den Kalk in grösserem, die Magnesia in geringerem Maasse als Bicarbonate gelöst und dadurch das Kalkgerölle allmählich immer dolomitischer gemacht. Indem aber jenes Gewässer auch die Silicate des Bindemittels unter Bildung von Alkalicarbonaten zersetzte, geschah es, dass letztere mit den aus den Geröllen an deren Peripherie austretenden Lösungen von Kalk- und Magnesiacarbonat in Berührung kamen, und in Folge dessen hier Kalkcarbonat ganz, Magnesiacarbonat nur theilweise gefällt wurde, wodurch die Rinde des Gerölls kalkreicher und magnesiaärmer ausfallen musste.

Im Rothliegenden n. von Kreuznach a. d. Nahe, z. B. im Winterbuch-Thal und bei Heddesheim erscheinen nach Laspeyres innerhalb eines rothen thonigen Sandsteins bis kopfgrosse Geschiebe eines dolomitischen Kalksteins in allen Stadien der Aushöhlung; manche haben nur eine so dünne Wand behalten, dass man sie mit dem Finger eindrücken kann. Die Aushöhlung ist nicht parallel mit der Oberfläche erfolgt, sondern ganz regellos bald mehr nach dieser, bald mehr nach jener Richtung, auch ging sie wohl von zwei oder mehreren Centralpunkten aus, wodurch ein- oder mehrfach gekammerte Hohlgeschiebe entstanden. Alle Hohlräume sind nach innen zu bald dünn bald dick bewandet mit sattelförmig gekrümmten Rhomboëdern von eisen- und manganhaltigem Dolomitspath, ausserdem finden sich Kalkspath, Schwerspath, Aragonit, Schwefelmetalle als Wandbekleidungen. Diese Kalkgeschiebe sind, wie die vorerwähnten, offenbar erst nach ihrer Ablagerung im Rothliegenden ausgehöhlt worden. Im Fluthgrabenthal zwischen Rummelsheim und den Trollmühlen finden sich andere Geschiebe, die nicht von innen nach aussen, sondern umgekehrt gehöhlt worden sind und einen hohlen Raum mit einem losen Kern von Kalkstein darstellen. Der letztere Fall, wo die kohlensauren Gewässer, die hier jedenfalls thätig waren, von aussen auflösten, erklärt sich durch die Geschlossenheit und Compactheit der Geschiebe, die Höhlung der ersterwähnten Geschiebe von innen heraus setzt nach Laspeyres, welcher diese Vorkommnisse mit im Inneren zerfressenen Orthoklasen der Felsitporphyre verglich, voraus: a) einen ursprünglichen wenn auch noch so kleinen Hohlraum im Geschiebe mit wenigstens einer Kluft, die sich nach aussen und innen öffnet, oder statt beider ein System von Sprüngen, die im Inneren der Geschiebe eine grössere Verästelung haben als in den äusseren Theilen; b) eine ungeschlossene, am besten poröse Grundmasse; c) eine geringere Durchdringbarkeit der Einschlusssubstanz durch Flüssigkeiten.

Nach Gümbel sind hohle Geschiebe in der süddeutschen diluvialen Nagelflue in deren ganzer Verbreitung eine sehr allgemeine Erscheinung; in den obersten Lagen des losen Diluvialgerölls Südbayerns, wo dieses unmittelbar von Löss bedeckt wird, erscheinen dolomitische Gerölle vielfach in einen weichen, zwischen den Fingern leicht zerreiblichen Dolomitsand verwandelt.

v. Cotta, Geognostische Wanderungen I. 13. Geologische Fragen 1858. 195.

Haidinger, Sitzungsber. der Wiener Akademie d. W. 1856. 15. Juli.

v. Morlot in Haidinger's Ber. über Mitth. von Freunden der Naturw. III. 102. Erwähnt auch hohle Kalksteingeschiebe aus der Umgegend von Raibl, Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anst. 1850. 261.

Württenberger, N. Jahrb. f. Min. 1859. 153.

Laspeyres b. G. von Kreuznach, Z. d. geol. Ges. XVII. 1865. 609; ebendar. Lossen, Z. d. geol. Ges. XIX. 1867. 238; vgl. auch Burkart in Nöggerath's Geb. in Rheinl.-Westphalen IV. 127. 142.

H. Höfer, Miner. u. petrogr. Mitth. II. 1880. 325.

Lossen, Z. d. geol. Ges. XIX. 1867. 242.

Gümbel, Z. d. geol. Ges. XVIII. 1866. 299.

A. Pichler, hohle Dolomitgeschiebe von Welsberg im Pusterthal, N. Jahrb. f. Min. 1872. 935.

Manchmal besitzen die Gerölle an ihrer Oberfläche einen Überzug eines fremden Minerals in einer dickeren oder dünneren Schicht. So sind die meisten Quarzgerölle des Vogesensandsteins theils mit einer nur drusig-krystallinischen Rinde, theils mit förmlichen kleinen Krystallen von Quarz überzogen. Viele dieser Quarzgerölle des Vogesensandsteins zeichnen sich dadurch aus, dass ihre Oberfläche einen Anblick gewährt, als ob sie mit einer ätzenden Flüssigkeit behandelt wäre; die Begrenzung der einzelnen Quarz-Individuen, welche das Gerölle zusammensetzen, tritt dadurch meistens deutlich hervor. Höchst merkwürdig sind die mit Krystallen von Quarz und Adular überzogenen Gerölle in dem vorporphyrischen Conglomerat der productiven Steinkohlenformation an der Strasse in Flöha (Sachsen), sowie diejenigen im nachporphyrischen Conglomerat von der Hasenmühle (Klitzschmühle) bei Euba und vom Wachtelberg bei Oberwiesa, welche ebenfalls mit Quarz, Adular auch mit Flussspath überdrust sind; diese Vorkommnisse sind sehr wichtig geworden für den Nachweis von der Möglichkeit der Feldspathbildung auf nassem Wege. — In sehr zahlreichen Fällen ist die Substanz, die sich auf der Oberfläche der Gerölle niedergeschlagen hat, metallischer Natur und hauptsächlich spielen Verbindungen des Eisens dabei eine Rolle. Wie sich heutigen Tages Geschiebe mit einer Eisenkiesrinde überkrusten, wies Forchhammer nach, welcher beobachtete, dass auf der Ostsee-Insel Bornholm durch eine eisensulfathaltige Quelle, welche sich in das Meer ergiesst, auf den Geröllen am Strande vermittels der reducirenden Wirkung des in der Nähe verwesenden Tangs Eisenkies niedergeschlagen wird (Journal f. pract. Chemie XXXVI. 385). Dieselbe Überrindung mit einer glänzenden Eisenkiesschicht erfahren die Rheingeschiebe in der Nähe des Sauerbrunnens von Roisdorf bei Bonn. Allgemein verbreitet sind dünne Eisenoxydhäute über den Geröllen des Rothliegenden, welches z. Th. daher seinen Namen trägt; nicht minder häufig sind die

Gerölle des Diluviums mit einem Eisenoxydhydrat-Anflug bedeckt. Im Petersgrunde bei Meisdorf finden sich Pyrolusitkrusten über den Geröllen des Rothliegenden von Zoll-Dicke. Einen eigenthümlichen Überzug von Anthracit über den Granit- und Gneissgeröllen in dem Conglomerat bei den Thermen von Plombières in den Vogesen erwähnt Puton im Bull. d. l. soc. géol. (2) 1847. IV. 1411.

Die **Sandsteinstructur** oder Psammitstructur, wie sie Naumann nach der von Haüy und Al. Brongniart für die Sandsteine vorgeschlagenen Bezeichnung Psammit (von ψαμμός, der Sand) benannte, liegt dann vor, wenn die Grösse der verkitteten Trümmer die einer Erbse nicht übersteigt und abwärts bis zu der von Mohnkörnern herabreicht, kurz diejenige gröberer oder feinerer Sandkörner zeigt. Das verbindende Cäment ist verschiedener, manchmal krystallinischer Natur. Die einzelnen kleinen Trümmer haben meist körnige Gestalt mit wenig abgerundeten Ecken, bisweilen finden sich aber auch ausgebildete, erst an Ort und Stelle entstandene Krystalle daneben. In manchen Sandsteinen gehören die Körner ein und demselben Mineral an, so z. B. besteht der bunte Sandstein fast ausschliesslich aus Quarzkörnern; andere Sandsteine indessen sind aus den Trümmern verschiedenartiger Gesteine und Mineralien zusammengesetzt, wie der Grauwackensandstein aus Quarzkörnern, Feldspathbruchstückchen, Glimmerblättchen und anderen psammitischen Elementen. Manchmal bringen diese Glimmerschuppen, wie schon früher erwähnt, durch ihre parallele Anordnung eine Schieferung des klastischen Gesteins hervor. Wenn die zu verschiedenen Mineralien gehörenden Körner eines klastischen Gesteins scharfkantig und unverwittert sind, dabei das Bindemittel fast ganz zurücktritt, wie z. B. bei manchen Arkosen, so erlangt dieses regenerirte Gestein oft eine täuschende Ähnlichkeit mit einem ursprünglichen krystallinischen, eine Ähnlichkeit, die schon oft zu Verwechselungen geführt hat. Einige Sandsteine, z. B. manche der Braunkohlenformation, sind so innig mit porodiner Cämentmasse (Opal) imprägnirt, dass sie ein äusserlich völlig homogenes Ansehen gewinnen.

Bei der **Schlammstructur** (oder Pelitstructur Naumann's, von πηλός, Lehm, Schlamm) zeigen die klastischen Elemente noch geringere Dimensionen, indem sie nur feine Staubkörnchen oder Schüppchen darstellen, so dass das Gestein das Aussehen eines eingetrockneten Schlamms hat. Die pelitischen Gesteine erscheinen meist als homogene oder feinerdige Massen, welche ebenfalls aus den Trümmern entweder nur eines oder mehrerer Mineralien zusammengesetzt sind. Gesteinsbruchstücke stellen diese klastischen Elemente ihrer Kleinheit wegen kaum mehr dar. Es leuchtet ein, dass bei dieser grossen Feinheit der Mineraltheile ein dicht erscheinendes klastisches Gestein äusserlich oft nur ungemein schwer von einem dicht erscheinenden krystallinischen Gestein zu unterscheiden ist; auch selbst mit Hülfe des Mikroskops ist nicht immer mit zweifelloser Sicherheit der Nachweis des klastischen Charakters zu führen. Überhaupt ist die mineralogische Zusammensetzung dieser ausserordentlich mikromeren Massen verhältnissmässig weniger bekannt. In dieser Abtheilung der klastischen Gesteine ist die Schieferung allgemein verbreitet (Schieferthon, Grauwacken-

schiefer, Thouschiefer), wozu namentlich der grosse Gehalt an meist parallel gelagerten Glimmerblättchen, Talk- und Chloritschüppchen beiträgt.

An diese Gesteine, welche aus einem Schlamm mechanisch zerriebener krystallinischer Gesteine entstanden sind, schliessen sich, kaum von ihnen unterscheidbar, diejenigen an, welche aus der chemischen Zersotzung praeexistirender Gesteine hervorgegangen sind, und welche Naumann dialytische oder limmatische nennt; dahin gehören Kaoline, Thone. Auch ihr Äusseres lässt keine scharfe Trennung zu, da sie gleichfalls meistens einmal eine schlammartige Consistenz besessen haben. Übrigens brauchen diese Masson nicht immer aus der Zersetzung krystallinischer Gesteine herzurühren, sondern es können auch klastische Gesteine sein, deren Zersetzungsschlamm abermals verfestigt wurde.

Bisher ist bei den Trümmergesteinen gewöhnlich ein Cäment vorausgesetzt worden, welches die einzelnen Fragmente zu einer festen Masse verband. Daneben sind die losen, in ihren Theilen unzusammenhängenden Trümmermassen zu erwähnen, die Anhäufungen unverbundener Gerölle, der lose Sand, Grus, mancher Kalktuff, in gewissem Sinne auch die vulkanische Asche, die Lapilli. Vielfach gehen diese losen unzusammenhängenden Massen in vollständig feste, durch Bindemittel verkittete Gesteine über, z. B. manche lose Gerölle in compacte Conglomerate.

VI. Accessorische Bestandmassen, Concretionen, Secretionen, Einschlüsse.

Die accessorischen Bestandmassen, jene in den Gesteinen eingeschlossenen Mineralaggregate (S. 11), welche nicht zur wesentlichen Zusammensetzung derselben gehörend, ihrer mineralischen Natur nach von der der eigentlichen Gesteinsmasse abweichen, verdienen noch eine nähere Erwähnung. Nach dem Vorgange von Naumann lassen sich die meisten accessorischen Bestandmassen der Gesteine sehr zweckmässig auf zwei Hauptformen zurückführen, welche man als Concretionsmassen und Secretionsmassen bezeichnen kann. Der hauptsächlichste schon durch den Namen theilweise angedeutete Unterschied beruht darin, dass die Concretionsmassen sich innerhalb eines Gesteins durch Zusammenziehung eines von ihm verschiedenen Minerals oder Mineralaggregats gebildet haben, wobei also die äussersten Theile derselben die zuletzt entstandenen sind, die Secretionsmassen dagegen immer an das frühere Vorhandensein eines leeren Raumes gebunden auftreten, den sie in solcher Weise ausgefüllt haben, dass die äussersten Theile ihrer Masse die zuerst gebildeten sind. Darin, dass bei beiden Erscheinungen, sowohl denen der Concretion als der Secretion die Substanz von der des umhüllenden Gesteins verschieden ist, liegt ein specifischer Gegensatz gegen andere Massen ähnlicher Form und ähnlichen Vorkommens begründet.

In der Gestaltung der *Concretionsmassen* ist eine auffallende Hinneigung zur Bildung kugeliger Formen zu erkennen. Die Coutouren der Concretionen sind meist gegen das umgebende Gestein abgegrenzt, und nur dann ist die Grenze eine weniger deutliche, wenn das Material der Concretionsmasse substantiell blos eine Varietät von dem des Gesteins darstellt. Nach der wesentlichen Gestalt kann man folgende Arten von Concretionen hervorheben:

Krystallgruppen. Viele Krystalle, welche einem und demselben Mineral angehören, gehen vom Mittelpunkt der Gruppe aus und sind nach aussen hin mit dem grössten Theil ihrer Länge frei ausgebildet. Die Zusammenziehung der Substanz findet hier nach einem Punkt hin statt. Gypse, Eisenkiese und Markasite bilden solche Krystallgruppen in Thonen und Mergeln, Schwerspathe, mit Sand gemengt im Sande, z. B. dem tertiären von Wiesbaden und Kreuznach, Kalkspath, gewöhnlich als $-2R\{02\bar{2}1\}$ ausgebildet, ebenfalls mit Sand vermengt im Sande und Sandstein verschiedener geologischer Formationen, z. B. bei Fontainebleau, Dürkheim in der Pfalz, Ziegelhausen bei Heidelberg, Tarnowitz in Schlesien, Sievering bei Wien; von diesem sog. krystallisirten Sandstein ist später beim Sandstein ausführlicher die Rede. Die Kupferlasur formt gleichfalls sehr schöne Krystallgruppen dieser Art im Sandstein von Chessy bei Lyon; ferner Auripigment im Mergel zu Tajowa in Ungarn, Aragonit im Thon zu Molina in Spanien und zu Dax im s.w. Frankreich.

Kugelige und sphaeroidische Concretionen stehen im Anschluss an die Krystallgruppen; die einzelnen Krystalle sind so innig mit einander verbunden, dass höchstens die äussersten Enden frei ausgebildet hervorragen; damit ist dann meistens eine radial-strahlige oder -faserige, manchmal auch eine concentrisch-schalige Structur verknüpft. Kalkspath, Gyps, Eisenkies bilden solche kugeligen Concretionen in Kalksteinen, Mergeln, Thonen und anderen Gesteinen, Hornstein und Jaspis in Sandsteinen; bei den letzteren Concretionen zeigt es sich deutlich, wie ihre Contouren meist mehr oder weniger verwaschen sind. Strahliger und faseriger Baryt im Mergel am Monte Paterno bei Bologna und zu Amberg in Bayern. Der dichte Kalkstein des Vogelbergs bei Hyères im südlichen Frankreich enthält nach Saussure bis zu 3 Fuss grosse weingelbe, concentrisch-schalige und radial-strahlige Kalkspathkugeln. — *Traubige* Concretionen sind aus vielen nur theilweise ausgebildeten sphaeroidischen Concretionen zusammengesetzt; bei ihrer Bildung waren also mehrere Mittelpunkte der Anziehung wirksam. Thoneisensteine in Sandsteinen, Braunspath in Dolomiten, Eisenkies in Schieferthonen.

Linsenförmige und *nierenförmige* Concretionen, ellipsoidisch gestaltete Nieren von flacher Form, deren Durchmesser oft zu mehreren Fuss anwächst. Sehr häufig ist das Innere derselben in Folge der Contraction der Masse von regellosen Spalten und Klüften durchzogen; die Wände dieser Klüfte sind entweder mit einzelnen Krystallen bekleidet oder der ganze Spaltenraum ist mit diesen fremden Mineralmassen (Kalkspath, Braunspath, Eisenspath, Eisenkies, Bleiglanz, Zinkblende) ausgefüllt; diese letzteren innerhalb der linsenförmigen

Concretionen vor sich gehenden Absätze gehören zu den später zu erwähnenden Secretionen. Die Richtung der Klüfte ist meist senkrecht auf dem grössten Durchmesser der Concretion, daher zeigt der Durchschnitt derselben ein förmliches Geflecht unregelmässig sich verzweigender Adern, welche in der Mitte breiter sind, nach dem Rande der Concretion zu sich allmählich verschmälern, endlich ausspitzen. Die in Thonen und Schieferthonen, namentlich der Tertiärformation liegenden dichten Mergelmassen bilden hauptsächlich solche linsenförmigen Concretionen; die säulenförmig zerklüfteten Mergellinsen nannte man früher Säulenmergel, jetzt bezeichnet man sie als Septarien und die thonigen Gesteine, in denen sie sich häufig finden, als Septarienthone (Hermsdorf bei Berlin, Görzig bei Cöthen, Monheim im Mainzer Becken, Karben in der Wetterau). Manchmal gewahrt man im Inneren der Septarien den Überrest eines organischen Körpers, der die Veranlassung zur Ansammlung ihrer Masse innerhalb des Gesteins geboten hat. Die isolirten Septarien zeigen oft, wenn sie starken Abspülungen durch Wasser ausgesetzt waren, auf ihrer Oberfläche die Adern der härteren Mineralien als ein rippenförmig hervortretendes Netzwerk. — Hierher gehören auch die Nieren von thonigem Sphaerosiderit in den Schieferthonen des oberen Carbons und des Rothliegenden.

Knollige Concretionen, deren Gestalt ihr Name andeutet; zu diesen sehr häufigen Concretionsformen gehören z. B. die erhärteten Mergelknollen im Löss oder Lehm (die sog. Mergelkindchen oder Lösspüppchen), die analog den linsenförmigen Concretionen oft im Inneren hohl oder zerborsten sind; ferner die Knollen von Feuerstein in der Kreide (Insel Rügen, Aachen, Paris, Champagne, Galizien), sowie die von Menilit im Klebschiefer (Menil-le-Montant bei Paris) und im Süsswassermergel (Puy du Mur bei Clermont in der Auvergne). Über sog. Sandsteinconcretionen im Löss von Hahnheim in Rheinhessen vgl. Gergens im N. Jahrb. f. Min. 1855. 172, über solche aus den tertiären Mergelschiefern und Sandsteinen zwischen Klausenburg und Bistritz in Siebenbürgen Cotta ebendas. 1854. 674. — Gewisse knollige Concretionen hat man wegen ihres besonderen Vorkommens oder ihrer eigenthümlichen Form zum Theil mit eigenen Namen belegt; obschon solche zufälligen Gestaltungen eigentlich wenig Interesse darbieten, seien einige davon erwähnt:

Kunkurs sind Concretionen von Carbonaten (z. B. mit 86,66 % $CaCO_3$), welche bis zum Durchmesser mehrerer Fusse anschwellen und in ungeheurer Masse im Alluvialboden Vorderindiens liegen (Oberst Sykes in Transact. of geol. soc. 1836. 420; Malcolmson ebendas. 1840. 546; Newbold in Edinburgh new philos. journ. XL. 1846. 205; Greenough in Comptes rendus XL. 1855. 348; H. J. Carter, Ann. a. magaz. of nat. history (5) VII. 1881. 308; G. Atwood, Quart. journ. geol. soc. XLIV. 1888. 636). Ähnliche Concretionen sah Russegger in den alten Schlammabsätzen des oberen blauen Nil in Sennaar (N. Jahrb. f. Min. 1838. 300); sie sind von kalkig-thoniger Masse, häufig im Inneren hohl und da mit mikroskopischen Krystallen von kohlensaurem Kalk überdrust. Laukasteine nannte Reichenbach die vielgestalteten Concretionen aus der

Gegend von Olomuczan und Blansko in Mähren, welche aus fein radialfaserigem kohlensaurem Kalk bestehen, der mit Thon und Sandkörnchen innig gemengt ist; sie wurden später von Glocker (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1853. V. 638) und sehr ausführlich von Reuss (Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anst. 1854. 690) beschrieben. Zu den knolligen Concretionen gehören auch die sog. Augen- und Brillensteine von Denderah in Ägypten, Ehrenberg's Morpholithen oder »Krystalloide« (N. Jahrb. f. Min. 1840. 679), rundliche oder plattgedrückte, nierenförmige Knollen von concentrischen Wülsten und Ringen umgeben, welche häufig zu zwei oder auch zu mehreren mit einander verwachsen sind. Ähnliche Bildungen sind die bekannten sog. Marlekor oder Näkkebröd, welche man vielorts in Schweden, z. B. in der Gegend von Nyköping, von Upsala, antrifft und welche schon Linné unter dem Namen Tophus ludus anführt. Auch Erdmann beschrieb sie ausführlich (N. Jahrb. f. Min. 1850. 34 und Vägledning till Bergarternas Kännedom 1855. 17). Es sind kalkige Mergel von allerlei, oft überraschend regelmässigen Formen, gedrechselten Dosen, Pfropfen, Scheiben ähnlich, rundlich oder oval, bald einzeln, bald zu zwei, seltener zu drei verbunden, häufig von concentrischen Wülsten umgeben; manche bestehen aus schalenförmigen Umhüllungen, und Erdmann fand, dass bei einem Marlekor aus der Gegend von Nyköping die Mittelniere 56 %, die nächste 52 %, der äussere Mantel nur 44 % $CaCO_3$ enthält, während das Thonlager, worin die Marlekor eingebettet sind, keine Spur des letzteren besitzt; daneben durchzieht deutliche Schieferung die ganze Masse der Marlekor. Hieran schliessen sich die von Wilander aufgefundenen Mergelknollen, welche in einem blauen Thonlager bei Tunaberg in Schweden liegen und eine ähnliche Gestaltung zeigen. Nach Quenstedt fehlen zu vergleichende Massen in deutschen Lehmbildungen nicht, z. B. bei Cannstadt, wo sie aber viel erdiger sind. Verwandt sind hiermit die von Lipold (Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 396) erwähnten Concretionen in einem braunen, den jurassischen Oberalmer-Schichten angehörenden Kalkstein bei Hallein; sie haben einen Kern von Kalkstein, um welchen flache parallele Hornsteinlagen herumsitzen, so dass die Oberfläche ringsum gestreift erscheint.

Anzuführen sind hier noch die in einem grauen sandigen Schieferthon liegenden sog. Imatrasteine von der Stromschnelle Imatra des die Verbindung zwischen dem Ladoga- und Saima-See herstellenden Flusses Wuoxen in Finnland: rundliche abgeplattete oder scheibenförmige Concretionen von kohlensaurem Kalk, vermengt zur Hälfte mit Sand und Thon. Auf ihrer Oberfläche verlaufen ringförmige Rippen und Furchen, sowohl unter sich als der Schichtung des umhüllenden Gesteins parallel. Häufig sind diese platten Knollen zu zweien oder dreien seitlich mit einander verwachsen, wodurch Gestalten ganz analog den Brillen- und Augensteinen entstehen. Ulex fand in ihnen: 51,1 $CaCO_3$ mit wenig $MgCO_3$, 31,8 SiO_2, 8,2 Al_2O_3, 6,5 Fe_2O_3, 2,4 MnO. Diese Imatrasteine haben vielseitige Deutung erfahren. E. Hoffmann (Geogn. Beobacht. auf einer Reise von Dorpat nach Åbo 1837), Ehrenberg und Virlet d'Aoust (Bull. soc. géol. (2) II. 1845. 219 und IV. 27), J. H. Müller (N. Jahrb. f. Min. 1861. 304)

erklären sie wohl mit Recht als kalkige Concentrationen innerhalb des sandigen Schieferthons. Parrot, welcher unnöthiger Weise nach Anzahl der zusammengewachsenen Knollen monotype, ditype, tritype u. s. w. unterschied (vgl. Mém. de l'acad. de St. Pétersbourg 1840. V.; auch N. Jahrb. f. Min. 1840. 714), sah in ihnen versteinerte bis jetzt unbekaunte Weichthiere, wozu ihn u. a. die bisweilen an organische Körper erinnernde Gestalt verleitete. Kutorga (Geogn. Beob. im südl. Finnl. 1851) hielt sie für schieferige Kalksteinfragmente, deren Oberfläche durch Wasser abgeschliffen sei; auch Kjerulf hat vorübergehend in ihnen Rollsteine erblickt. Augenblicklich werden die Imatrasteine sowie die schwedischen Marlekor von den Meisten für Concretionen im Glacialmergel angesehen; Sars fand eine Reihe von Imatrasteinen, in welchen ein Glacialpetrefact enthalten war. Auch die abgeplatteten zu zwei und zwei durch einen cylindrischen Stiel mit einander verbundenen Kugeln, welche nach Macculloch in den thonigen Kalksteinen der schottischen Insel Skye liegen, gehören hierher.

Plattenförmige Concretionen sind von zwei parallelen, theils ebenen, theils wellig gebogenen Flächen begrenzt und keilen sich an ihren Rändern aus. Faserkalk, Fasergyps, faseriges Steinsalz erscheinen häufig in dieser Form. Die plattenförmigen Concretionen haben sich entweder von einer ihrer Flächen als Unterfläche aus gebildet, wobei die sich auf dieser allmählich zur Form einer Platte absetzende Substanz die auflagernden Gebirgsmassen in die Höhe hob, oder sie haben sich von beiden Begrenzungsflächen so entwickelt, dass die innersten Theile die zuerst gebildeten Absätze waren. Im letzteren Falle sind sie aus zwei symmetrischen Hälften zusammengesetzt, welche durch eine im Querbruch wohl erkennbare Linie von einander getrennt sind.

Diejenigen Concretionen, bei welchen sich ein innerer grösserer oder kleinerer Kern durch seine Beschaffenheit von der anderen äusseren Masse unterscheidet, hat Blum Kernconcretionen genannt; entweder waren diese Kerne die Ursache der Entstehung der Concretionen, oder der Gegensatz bildete sich erst im Laufe der Zeit durch Veränderungen aus, welche im Inneren oder im Äusseren der ursprünglich gleichartigen Concretion erfolgten; letzteres ist z. B. bei den schaligen Concretionen von braunem Thoneisenstein aus der Gegend von Luschitz in Böhmen der Fall, welche einen Kern von thonigem Sphaerosiderit enthalten; aus diesem bestand ursprünglich die ganze Concretion, bis dieselbe äusserlich durch Oxydation in thonigen Brauneisenstein umgewandelt wurde. — Bisweilen werden gewisse Concretionen im Inneren hohl befunden; bei der Bildung des hohlen Raums können nach Blum drei verschiedene Vorgänge wirksam gewesen sein: die Eintrocknung und Zusammenziehung der feucht gewesenen Concretionsmasse von der Oberfläche her, Veränderungen, welche in derselben stattgefunden haben, und endlich das Verschwinden eines früher vorhanden gewesenen Kerns, wodurch aus einer Kern- eine hohle Concretion wurde. Vgl. Blum's zusammenfassende Abhandlung über Concretionen im N. Jahrb. f. Min. 1868. 294. — Auf den Feldern von Manisch u. a. O. bei Böhmisch Leipa finden sich erbsen- und haselnussgrosse Limonitconcretionen, welche bisweilen, ins

Feuer gelegt, mit starkem Knall zerspringen, die sog. Knallkugeln oder Gewitterkugeln (weil sie namentlich nach Gewittern ausgewaschen werden), Verh. geol. R.-Anst. 1881. 153.

Bei der Besprechung der Concretionsmassen seien auch die Gestalten des sog. Tutenkalks, Tutenmergels, Nagelkalks erwähnt, deren Natur und Bildung noch immer nicht ganz aufgeklärt ist; es sind spitze Kegel, aus vielen ineinander gesteckten trichterförmigen faserigen Schalen bestehend mit treppenförmig quer gerunzelter Oberfläche. Diese kleinen Kegel finden sich immer in grosser Anzahl dicht nebeneinander gefügt und bilden wenig mächtige Platten, indem die Spitzen einander zugekehrt und verschränkt, die Grundflächen mehr oder weniger parallel sind. Man kennt sie von Östringen in Baden, Waldstetten in Württemberg, sehr ausgezeichnet von Steierdorf bei Oravicza im Banat, Whitby in Yorkshire, Görarp in Schonen. Nöggerath fand dieselben Gestaltungen auch im Thonschiefer von Saarburg. Haidinger versuchte eine Erklärung (Sitzgsber. Wien. Akad. d. W. 1848. 29; vgl. auch Hausmann, Ann. der Wetterauischen Gesellsch. III. 25; C. A. White (»Cone in Cone«), Amer. jour. of sc. XLV. 1868. 401; Kudernatsch im Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 246). Nach Gümbel (Grundzüge d. Geologie 1888. 253) »verdanken sie gewissen Infiltrationsvorgängen ihre Entstehung, bei welchen mit Mineralsubstanzen, besonders Kalkcarbonat angereichertes Wasser nur an einzelnen Stellen durch die thonige, sonst impermeable Unterlage einen Durchgang fand, und, an solchen Punkten in dem tieferliegenden Gesteinsmaterial sich ausbreitend, den Mineralgehalt (Kalkcarbonat) in Form einer Art kegelförmigen Stalaktiten absetzte«. Die Querrunzelung wird dadurch nicht erklärt.

Wie schon oben hervorgehoben, bildeten sich die als Secretionsformen erscheinenden accessorischen Bestandmassen immer innerhalb eines präexistirenden hohlen Raumes, und zwar in der Weise, dass dieser Hohlraum gewisse wässerige Ausscheidungen aus dem umgebenden Gebirge oder fremde Infiltrationen aufnahm, aus denen die Mineralabsätze vor sich gingen. Indem so die den Wandungen des Hohlraums zunächst liegenden Theile der Secretion die zuerst abgelagerten waren und überhaupt der ganze Bildungsprocess von aussen nach innen erfolgte, finden sich auch in der Mitte der Secretionen, in dem inneren Theil des oft nicht gänzlich ausgefüllten leeren Raumes vielfach ausgebildete Krystalle, deren Spitzen immer nach innen gewandt sind, während die Enden der die Concretionen gruppenförmig zusammensetzenden Mineralien stets nach aussen gekehrt sind. Ein weiterer Unterschied zwischen beiden Gebilden beruht noch darin, dass an der Zusammensetzung einer Secretion meistens mehrere, oft zahlreiche Mineralarten oder Varietäten Theil nehmen, die Concretionen dagegen fast immer nur aus einer und derselben Substanz bestehen.

Zweierlei Gestaltungen sind es, unter denen die Secretionen hauptsächlich auftreten: Mandeln oder Geoden und Trümer oder Adern: die ersteren bilden die Ausfüllung von rundlichen, die letzteren die von spaltenartigen hohlen Räumen.

Was den Hohlraum anbelangt, in welchem die sog. Mandeln sich ausgebildet haben, so ist derselbe von verschiedener Entstehung. Die eigentlichen Mandeln sind Ausfüllungen von leeren Blasenräumen, welche sich innerhalb der noch zähen eruptiven Gesteinsmasse, durch die Expansion der sich in derselben entwickelnden Gase und Dämpfe ausbildeten. Die Blasenräume waren von sehr vielfacher Gestalt: bald kugel-, bald birnförmig, bald mandelförmig, bald nach einer Richtung langgestreckt schlauchförmig, bald an einem, bald an beiden Enden keilförmig zugeschärft, bald ganz unregelmässig gestaltet. In allen Eruptivgesteinen, welche nach Art der heutigen Laven im teigartigen Fluss gewesen sind, hat, wie in diesen letzteren selbst, gewöhnlich eine Streckung der Blasenräume nach der Richtung der Bewegung stattgefunden. Gewöhnlich pflegt man blos die kleineren dieser ausgefüllten Blasenräume Mandeln, die grösseren aber Geoden zu nennen, ohne sich indessen stets streng an diesen Unterschied zu binden. — Oft besteht die ganze Mandel nur aus einer mehr oder weniger dicken Kruste, welche die Innenwand des Blasenraums überzieht. Häufig sind die Mandeln, zumal die kleineren, gänzlich von einem einzigen Mineral gebildet, bestehen z. B. ganz aus Quarz oder Chalcedon, aus Kalkspath oder aus Grünerde; bei den stetig mit Kalkspath erfüllten Blasenräumen zeigt sich die eigenthümliche Erscheinung, dass diese Kalkspathmasse als ein einziges Individuum ausgebildet ist, da ihre rhomboëdrischen Spaltungsrichtungen innerhalb der ganzen Mandel dieselben sind. Auch Schwerspath findet sich, wiewohl höchst selten als alleinige Ausfüllungsmasse. Immer ist die Secretionsmasse ziemlich scharf von dem umgebenden Gestein getrennt. — Nicht minder häufig erfüllen aber mehrere Mineralien oder mehrere Varietäten desselben Minerals den ehemaligen Hohlraum, je nachdem das eintretende Gewässer seinen Gehalt an gelösten Mineralstoffen veränderte. Dann stellen die einzelnen verschiedenen Absätze meistens concentrische Lagen dar, die oft so fein sind, dass viele hundert mit einander abwechseln, wie dies in sehr schöner Ausbildung z. B. die Achatmandeln mit ihren zahllosen, zarten, verschieden gefärbten Streifen erweisen. Das Innere dieser Achatmandeln bietet sehr häufig eine Krystalldruse, auch eine Stalaktitendruse dar und die Krystalle, welche so in den Hohlraum der Mandel hineinragen, sind oft sehr vollständig, fast um und um ausgebildet, so dass diese Mandeln eine der ergiebigsten Fundstätten wohlkrystallisirter Mineralien gewähren. Die häufigsten Mandelmineralien sind: Quarz, Amethyst, Chalcedon, Kalkspath, Braunspath, verschiedenartige Zeolithe, Schwerspath, Grünerde, Delessit. Die im Inneren der Mandeln und Geoden befindlichen von den Wänden herabhängenden Stalaktiten und die Stalagmiten haben meistens eine zapfen- oder keulenförmige Gestalt, und können, die Mandel mag jetzt eine Lage einnehmen, wie sie will, ursprünglich nur in senkrechter Richtung gewachsen sein.

Neben den concentrisch-schaligen kommen auch horizontal-geschichtete Mineralabsätze in den Mandeln vor. Während die concentrische Schichtung die Folge der Adhäsion an den Mandelwänden ist, wurde der Absatz der parallelhorizontalen Lagen hauptsächlich unter dem Einfluss der Schwere vermittelt,

weshalb die letzteren auch durchschnittlich dicker sind. Der horizontale Absatz deutet wahrscheinlich darauf hin, dass die Flüssigkeit in grösserer Menge oder auch in grösserer Verdünnung in das Mandelinnere gedrungen war. Schon Leopold von Buch machte auf die eigenthümliche Thatsache aufmerksam, dass horizontale Ablagerungen weder in den Achatmandeln Deutschlands noch Frankreichs vorkommen, dass dagegen auf den britischen Inseln und im Norden von Europa überall horizontale Bildungen dieser Art zu beobachten sind. Auch in den ausgezeichneten Mandeln von Uruguay sind sie ganz gewöhnlich.

Manchmal lassen sich noch in den Mandeln die Wege nachweisen, durch welche die mineralbildenden Lösungen in das Innere gelangt sind; man nennt sie Infiltrationsöffnungen oder Einspritzlöcher. Die concentrischen Lagen biegen sich nämlich an solchen Punkten gegen den Rand der Mandel zu in der Richtung nach aussen hin um. Bald sind diese Infiltrationsöffnungen, deren solche Mandeln nicht blos eine, sondern häufig mehrere besitzen, von der eingefüllten Masse ganz geschlossen; alsdann konnte, wenn die Mandel noch nicht vollständig gefüllt war, wegen der Verstopfung des Zufuhrcanals, nur eine geringe Quantität von Lösung mehr langsam durchschwitzen, welche gerade die prachtvollsten Krystalle im Inneren erzeugte; bald findet man aber auch diese Infiltrationslöcher noch offen, weil die mineralabsetzenden Wasser nicht reichlich genug zuflossen. — Ausser den einfachen Mandeln erscheinen ferner solche Gestalten, welche durch ihren Umriss, sowie durch den Verlauf der innerlichen Absätze deutlich zeigen, dass sie die Ausfüllung von zwei oder mehr zusammengetretenen Blasen sind; bei der Bildung dieser Blasen war der Gesteinsteig schon zu zähe, als dass die benachbarten sich zu einem einzigen runden Hohlraum hätten vereinigen können.

Die später zu Mandeln ausgefüllten Blasenräume sind hauptsächlich in den kieselsäurearmen Eruptivgesteinen zur Ausbildung gelangt. Die kieselsäurereicheren zeigen keine solche Neigung zur Bildung von Blasen, deren Ausfüllung hier überdies deshalb nicht so leicht erfolgte, weil die dazu nöthigen löslichen Substanzen aus diesen Gesteinen in weit geringerer Menge ausgezogen werden konnten.

Die rundlichen Hohlräume, in welchen sich Secretionen abgelagert haben, können aber auch in einigen Fällen dadurch entstanden sein, dass grössere Krystalle oder einzelne Partieen aus der Gesteinsmasse ausgewittert sind. Ein solcher Vorgang darf nicht mit der eigentlichen Mandelbildung verwechselt werden. Kjerulf hat z. B. hierher gehörige Beobachtungen am Augitporphyr von Holmestrand in Norwegen gemacht. Derselbe geht mit seinen scharf ausgebildeten Krystallen allmählich in einen scheinbaren Mandelstein über, welcher dadurch entsteht, dass Kalkspathknollen, von Grünerde umgeben, die Räume einnehmen, wo früher Augitkrystalle sassen. Die Kalkspathpartieen deuten durch ihre Form noch oft den ursprünglichen Augitumriss an. An den Felswänden von Holmestrand lassen sich alle Stufen der Umwandlung verfolgen, von dem frischen Augit durch den halbzersetzten, mit Kalkspath im Inneren gemengten,

bis zu dem ganz von Kalkspath und Grünerde, seinen Spaltungsproducten verdrängten. Kjerulf unterscheidet mit Recht scharf diesen Vorgang von der echten, in einer Ausfüllung von Blasenräumen bestehenden Mandelsteinbildung (vgl. auch S. 493). Dann kann allerdings kein Zweifel an der Blasenraumnatur der Mandeln in alten Mandelsteinen obwalten, wenn man nach dem Herauswittern der infiltrirten Mineralien gewahrt, dass die Innenwand nach Art der porösen Laven verschlackt ist.

Ueber Mandeln und Mandelbildung vgl.:

Lasius, Beobachtungen üb. das Harzgebirge. I. Th. Hannover 1789. 269.
L. v. Buch in Leonhard's Mineralogischem Taschenbuch 1824. 480.
C. v. Leonhard, Characteristik der Felsarten 1823. I. 16.
W. Fuchs, Beiträge zur Lehre von den Erzlagerstätten 1846. 35.
J. Nöggerath in Haidinger's Naturwissenschaftl. Abhandlungen 1849. III. 1. 93.
Kenngott in Haidinger's Berichten 1851. IV. 71.
Volger, Studien zur Entwickelungsgeschichte der Mineralien 1854. 533. Vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1848. 53.
Heymann, Sitzungsber. der niederrh. Ges. f. Nat. u. Heilk. v. 3. März 1863 in Verh. des nat. Ver. v. Rh. u. Westph. 1863. 107.
Kjerulf, Christiania-Silurbecken 1855. 21. 63.
Tschermak, Sitzungsber. d. Wien. Ak. d. W. 1863. XLVII. 102.
Boué, ebendas. 1864. XLIX. 249.

Die Trümer oder Adern sind plattenförmige Secretionen von ebenen oder gekrümmten Flächen begrenzt; sie sind die auf wässerigem Wege abgesetzten Ausfüllungsmassen praeexistirender Spalten und Risse, und es wurden von ihnen, wie bereits erwähnt, die äussersten Theile zuerst, die innersten Theile zuletzt gebildet. Kalkspath, Braunspath, Chalcedon, Quarz, Amethyst treten am vorwaltendsten innerhalb der Gesteine in solchen Formen auf, welche in Entstehung und Ausbildung eine grosse Verwandtschaft mit den Erzgängen zeigen. Sehr häufig ist ganz analog wie in den Mandeln der innerste Theil nicht ausgefüllt worden, und man sieht dann deutlich, wie die krystallinischen, stengeligen und faserigen Individuen, welche meistens das Trum zusammensetzen, gegen die Mitte zu in freie Krystallenden auslaufen, wodurch immer eine mehr oder weniger scharf ausgeprägte Gliederung desselben in zwei correspondirende Hälften hervortritt. Bei dieser Ausbildungsweise wird man nicht leicht solche Secretionsmassen mit den in äusserer Form oft ähnlichen plattenförmigen Concretionsmassen (vgl. S. 508) verwechseln. Ist dagegen der ganze Spaltenraum vollständig ausgefüllt worden und berühren sich die beiden Hälften, so sind sie meist so innig verwachsen, dass die symmetrische Zweitheilung nicht so wohl hervortritt. Die Dimensionen dieser Bildungen wechseln in der Dicke von der des Papiers bis zu vielen Zollen; je grösser ihre Dünne ist, desto geringer ist gewöhnlich ihre Ausdehnung in die Länge. An ihren Enden keilen sie sich meistens aus.

Ausserdem kommen noch andere ganz ungestaltete Secretionsmassen vor, welche man unter dem Namen Nester begreift; sie sind innerhalb gänzlich unregelmässig geformter Hohlräume zum Absatz gelangt und entweder vollständig aus krystallinischen Bildungen zusammengesetzt oder als Drusen ausgebildet.

Manchmal sind sie von Mandeln und Geoden kaum zu unterscheiden, gewöhnlich indessen nicht so scharf vom umschliessenden Gestein getrennt.

Ausser den Concretionen und Secretionen, welche sich erst innerhalb des Gesteins gebildet haben, gibt es noch andere accessorische Bestandmassen, die als fremde Körper bei der Bildung des Gesteins in dessen Masse eingehüllt sind. Dazu gehören die Einschlüsse fremdartiger Gesteine in Eruptivgesteinen, welche bei ihrem Empordringen aus der Tiefe Bruchstücke des Nebengesteins abgesprengt und in ihre Masse eingewickelt an die Oberfläche befördert haben; so enthält z. B. der Granit nicht selten eckige oder abgerundete Bruchstücke von Gneiss, Glimmerschiefer, der Basalt solche von Sandstein, Mergel u. s. w. in seiner Masse eingeschlossen, welche mitunter sehr weit von ihrer Ursprungsstätte fortgeführt erscheinen. So that z. B. Schlüter aus den stratigraphischen Verhältnissen der Sedimentschichten, welche die aus dem Wellenkalk hervortretende Basaltkuppe des Dreienbergs bei Friedewald in Hessen umgeben, dar, dass ein in dem Basalt steckender, ca. 6 Fuss starker Block säulenförmig abgesonderten Buntsandsteins wenigstens 600 Fuss mit aufwärts geführt sein müsse (Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1872. 195). Von der manchfaltigen Form und Beschaffenheit solcher Einschlüsse wird bei den einzelnen Vorkommnissen derselben eingehender die Rede sein; sie sind bald von dem umschliessenden Gestein scharf getrennt, bald verfliesst ihre Masse in dasselbe; bald sind sie noch in ihrem ursprünglichen Zustande, bald haben sie sehr eigenthümliche Umwandlungen erlitten. Einschlüsse pflegen in Menge nur an den directen Grenzen der Eruptivmassen gegen das durchbrochene Gestein oder da zu erscheinen, wo erstere in engen Spalten aufgestiegen sind, fehlen aber gewöhnlich in solchen Massen, welche sich als mächtige Kuppen oder Decken über andere Gesteine ausbreiten. Offenbar hat der grosse Überschuss des Eruptivmagmas hier bewirkt, was geringeren Massen desselben nicht möglich war, nämlich die vollständige Einschmelzung der aus der Tiefe emporgebrachten fremden Gesteinsfragmente.

Vom petrographischen Gesichtspunkt sind ferner zu den accessorischen Bestandmassen zu rechnen die Überreste von organischen Körpern, welche sich innerhalb der Gesteine und zwar sowohl der krystallinischen, als porodinen, als namentlich der klastischen eingeschlossen finden; z. B. Muscheln, Schnecken, Korallen in Kalksteinen, Sandsteinen und der Grauwacke, fossiles Holz im Opal; manchmal sind diese Einschlüsse von Organismenresten in überaus grosser Menge in den Gesteinen vorhanden. Dieselben bieten sich entweder im versteinerten oder vererzten Zustande dar, je nachdem die organische Substanz durch (vorwiegend) Kalkcarbonat und Kieselsäure oder durch Eisenkies und andere Schwefelmetalle verdrängt erscheint.

Die Farbe der Gesteine hängt natürlicherweise auf das innigste mit derjenigen der mineralischen Bestandtheile zusammen. Einfach gemengte Gesteine ohne accessorische Gemengtheile stellen sich meist als einfarbig dar, ebenso die gemengten makroskopisch kryptokrystallinischen Gesteine, da bei ihnen die krystallinischen Individuen zu klein sind, um ihre Farbenverschiedenheit her-

vortreten zu lassen; dasselbe ist bei den kryptoklastischen Gesteinen der Fall. Die deutlich gemengten ungleichartigen Gesteine besitzen aber meistens eine getüpfelte, gesprenkelte, gefleckte Farbenzeichnung. Waltet ein Gemengtheil besonders vor, so bestimmt dieser den Totaleindruck der Gesteinsfarbe; so erscheint z. B. mancher Granit als fleischrothe Masse, wenn der fleischrothe Orthoklas den graulichen Quarz und dunklen Glimmer zurückdrängt.

Bei manchem Gestein tritt die Farbe der hauptsächlich zusammensetzenden Mineralien nicht bestimmt hervor, weil ausser denselben noch äusserst fein vertheilte mineralische Substanzen dasselbe durch und durch imprägniren und ihm ihre Farbe mittheilen. Sehr kleine staubartige Partikel von Graphit, Chlorit, Eisenoxyd, auch Bitumen sind es namentlich, welche einen solchen Einfluss ausüben. So erscheinen Kalksteine, Gyps, Steinsalz, welche an sich weiss oder farblos sind, manchmal durch Bitumen grau oder graulichschwarz gefärbt. Graphit und kohlige Substanz färben ebenfalls dunkelgrau bis schwarz. Durch Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat sind manche Kalksteine und Sandsteine röthlich oder bräunlich gefärbt; eine reichliche Beimengung von feinvertheiltem Chlorit bringt eine schmutzig grüne Farbe der Gesteine hervor, wie sie z. B. die sog. Grünsteine (Diabase und Diorite) zeigen.

VII. Absonderung der Gesteine.

Innerhalb sehr zahlreicher Gebirgsmassen lassen sich Zerklüftungen und Spalten (Daubrée's Synklasen) beobachten, wodurch dieselben in Gesteinskörper von verschiedener, oft regelmässiger Gestalt und verschieden angeordneter Gruppirung getrennt, abgesondert sind. Die allgemeine Ursache dieser Absonderung ist die innere Contraction. Bei einer weichen plastischen Masse, welche allmählich in den festen Zustand übergeht, tritt eine Verminderung des Volums, ein Schwinden ein. Für eine geschmolzene Masse ist es die Erkaltung, für ein feuchtes, sei es mechanisches oder chemisches Sediment die Eintrocknung, wodurch die Zusammenziehung hervorgerufen wird. Die im Folgenden im Einzelnen zu betrachtenden Gesteinskörperformen der Absonderung sind sowohl von der mineralogischen als chemischen Beschaffenheit der Gesteine unabhängige Erscheinungen.

Kugelige und sphaeroidische Absonderungen. Der Durchmesser der dadurch hervorgerufenen bald vollkommen kugeligen bald mehr oder weniger abgeplatteten oder gestreckten Gesteinskörper schwankt von dem Bruchtheil eines Zolls bis zu mehreren Fussen. Sie kommen oft vereinzelt in der Gesteinsmasse vor, welche sonst nicht abgesondert erscheint und zeigen sich dann in ihrer regelmässigsten Ausbildung als reine Kugeln; nehmen aber diese kugeligen und sphaeroidischen Absonderungen an Zahl zu und rücken sie so dicht zusammen, dass sie sich berühren müssen, so ist ihr Umriss meistens unregelmässig und ver-

drückt, wodurch polyëdrische Gestalten entstehen. In den meisten Fällen sind diese Kugeln concentrisch-schalig ausgebildet, oft steckt im Inneren ein festerer Kern. Wie alle Absonderungsformen, so pflegt auch die kugelige durch die Verwitterung deutlicher hervorzutreten, und sowohl der Umriss der Gesteinssphaeroide, als ihre concentrisch-schalige Zusammensetzung lässt sich meistens an verwitterten Gesteinen besser erkennen. In manchen Massen von verwitterten Diabasen (Nassau, Fichtelgebirge) und Basalten z. B. ist die kugelförmige Absonderung so ausgeprägt, dass die Gesteinsmasse das Aussehen hat, als ob sie aus grossen Kanonenkugeln zusammengesetzt sei. Bei Chiajo di Luna auf den Ponza-Inseln im Mittelmeer ist der Trachyt nach Poulett Scrope (Trans. geol. soc. (2) II. 205) in Kugeln abgesondert, deren Durchmesser von wenigen Zollen bis zu mehreren Fussen schwankt und welche im verwitterten Zustande in zahlreiche sich zwiebelförmig umhüllende Schalen auseinanderfallen; auch bei dem Trachytvorkommen von Welcherath bei Adenau in der Eifel finden sich ausgezeichnet regelmässig und scharf gerundete Trachytkugeln bis zu 2 Fuss Durchmesser (F. Z., Z. geol. Ges. 1859. 517); auf Lipari ist nach Fr. Hoffmann am Hügel Alle Croci die Lava in concentrisch-schalige Kugeln abgesondert. Bei den Porphyren und Graniten ist diese Absonderungsform ebenfalls eine häufige Erscheinung, die sich z. B. bei dem letzteren Gestein in allervollkommenster Weise im Riesengebirge (nach L. v. Buch und G. Rose), im Fichtelgebirge (nach Goldfuss und Bischof), im bayerischen Walde (zwischen Kalmreuth und Neu-Floss nach Gümbel) zeigt; ausgezeichnet schalige Absonderung des Granits erwähnt auch Gümbel von Falkenstein unfern Tirschenreuth, von Rothenbürg im Tirschenreuther Walde und an der Ruine Flossenbürg. Bei San Piero auf Elba finden sich colossale 6—8 m hohe Granit-Ellipsoide mit charakteristischer schalenförmiger Absonderung (Z. geol. Ges. 1870. 602); indem sich allmählich durch Verwitterung von den Sphaeroiden zwiebelähnliche Schalen ablösen, nimmt der überhängende Rand dieser Schalen im Lauf der Zeit die seltsame Gestalt eines niedergekrümmten Schnabels an. Für alle diese kugeligen echten Absonderungsformen der Massengesteine ist besonders zu betonen, dass damit in der Regel keine besonderen structurellen Eigenthümlichkeiten verknüpft sind: in den Sphaeroiden herrscht durchgängig gleichartige Structur und die Gemengtheile zeigen nicht etwa eine radiale oder tangentiale Anordnung. — An der Grauwacke fand Nöggerath bei Ehrenbreitstein gegenüber Coblenz, Horner bei Binfords in der Grafschaft Somerset, Hausmann bei der Frankenscharner Hütte im Harz ausgezeichnete Kugelbildung. Auch Kalksteine, Gypse, Sandsteine (bei Commern in der Eifel) zeigen dieselbe an manchen Punkten mehr oder weniger deutlich. Freilich können hier bei diesen Gebilden neben der Contraction noch andere Kräfte mitgewirkt haben.

Bei der plattenförmigen Absonderung ist das Gestein in tafelartige, parallele Platten zerspalten mit gewöhnlich ebenen, bisweilen etwas gekrümmten Flächen. Meist haben die Platten keine bedeutende seitliche Erstreckung, sondern werden in kurzer Ausdehnung von Randflächen begrenzt, oder verlieren sich seitlich in das unabgesonderte massige Gestein. Besitzen die Platten eine beträcht-

liche Ausdehnung in Länge und Breite bei bedeutenderer Dicke, so nennt man diese Absonderungsform die bankfömige. Basalte (Werner's Tafelbasalt; am Rattenstein bei Rittersdorf sind die Basaltplatten so dünn, dass man sie anstatt eiserner Bleche benutzt), Porphyre (z. B. in dem sächsischen Porphyrterritorium von Geithain, Colditz, Leisnig und Grimma), Phonolithe (deren Platten am Mont Dore selbst zum Dachdecken verwendet werden), Trachyte (z. B. in Island) sind an manchen Orten in ausgezeichnete Platten abgesondert. Auch Granite, Syenite, Serpentine lassen hier und da diese Absonderungsformen, namentlich die bankförmige erkennen, welche allmählich in die parallelepipedische übergeht. Diese Erscheinungen bei den Erstarrungsgesteinen dürfen nicht mit den ähnlichen plattenförmigen Gestalten verwechselt werden, welche in den geschichteten Gesteinen durch mehr oder weniger senkrecht auf den Schichtungsflächen stehende Zerklüftungen hervorgehen.

Die säulenförmige Absonderung besteht darin, dass das Gestein in mehrseitige Säulen zerklüftet ist. Das Verhältniss der Länge zur Dicke ist sehr wechselnd, immer aber ist die erstere bedeutend grösser als die letztere. Sehr dünne Säulen nennt man auch Stengel oder Stifte, sehr dicke, welche meistens weniger regelmässige Gestalt besitzen, Pfeiler. Die Säulen sind oft ziemlich regelmässig sechsseitig ausgebildet, doch kommen im Allgemeinen drei- bis neunseitige Säulen vor. Die Winkel, unter welchen die Säulenflächen zusammenstossen, sind unter sich ungleich und wechselnd. Eine eingehende und scharfsinnige mathematische Speculation über die Ursache der vorherrschenden Sechsseitigkeit der Säulen stellte R. Mallet im Philos. Magaz. (4) Bd. I. 122. 201 an; vgl. auch über Säulenabsonderung Bonney im Quart. journ. geol. soc. 1876. 140; Iddings über die Entstehung und Gruppirung der Säulen, anknüpfend an die des Orange Mountain in New-Jersey, im Amer. journ. of sc. XXXI. 1886. 321.

Die Länge der Säulen ist im Allgemeinen sehr schwankend, an den einzelnen Vorkommnissen indessen sich stets mehr oder weniger gleichbleibend. An der schottischen Felseninsel Ailsa im Eingange in den Firth of Clyde sah Macculloch Syenitsäulen von 400 Fuss Höhe; die prachtvollen Colonnaden der Fingalshöhle auf der schottischen Insel Staffa, der isländischen Küste bei Stapi, des Riesendammes (Giants causeway) in der irländischen Grafschaft Antrim, der Pallisadenfelsen am Hudsonfluss in Nordamerika ragen ebenfalls zu gewaltiger Höhe empor, letztere bis zu 200 F. Ebenso wechselnd ist die Dicke der säulenförmigen Absonderungen. Die Dicke der zierlichen Rhyolithsäulchen des Baulabergs in Island sinkt bis zu der eines Fingers herab, die schlanken Basaltsäulchen des Minderbergs bei Linz am Rhein sind oft nur 4 Zoll dick, dagegen kennt man auch mächtige Pfeiler von der Dicke von 10—15 Fuss.

Säulenförmige Absonderung zeigt besonders schön der Basalt. Ausser den erwähnten Vorkommnissen sind u. a. noch durch prachtvolle Basaltsäulengruppen ausgezeichnet: der Scheidskopf bei Remagen am Rhein, der Weilberg bei Heisterbach im Siebengebirge, der Bildstein unfern Lauterbach am Vogelsberg, der Scheibenberg bei Annaberg in Sachsen, das Roncathal nordwestlich von Vicenza,

die Roche de Bonnevie über Murat am Cantal emporragend, die Chaussée des Géants bei Autraigues westlich von Privas im Dép. der Ardèche, der sog. Salon de Mirabeau in der Nähe von Mont Dore les Bains, die Detunata goala s. ö. von Vöröspatak in Siebenbürgen. Auch die Porphyre finden sich hier und da in die regelmässigsten und schönsten Säulen abgesondert (z. B. die Altenhainer Kuppe bei Frankenberg in Sachsen, der Wildenberg bei Schönau unweit Kupferberg in Schlesien). Mächtige und ausgezeichnete Pfeiler von Granit ragen an der Küste Cornwalls empor, am Cap Landsend, am Pordennack Point, am Tol-Pedn-Penwith, in allem ähnlich den Basaltcolonnaden der Faeröer. Dieselbe Absonderungsform zeigen, wenn auch in minderer Vollkommenheit Diabase und Trachyte; ausgezeichnete Beispiele liefern die Laven erloschener und noch thätiger Vulkane.

In den sedimentären Gesteinen ist die säulenförmige Absonderung weniger häufig, doch gibt es auch hier deutliche Fälle; bekannt ist die säulenförmige Zerklüftung beim tertiären Gyps des Montmartre bei Paris, diejenige der als Septarien bezeichneten Mergelconcretionen (vgl. S. 506); mehrere Hügel des bunten Sandsteins bei Olioules unweit Toulon sind in sehr regelmässige Säulen abgesondert (Bull. soc. géol. XIII. 375). Während bei diesen Erscheinungen die Säulen durch das Eintrocknen der feucht oder schlammig gewesenen Masse gebildet zu sein scheinen, kennt man andere Vorkommnisse, wo durch eine eingetretene Erhitzung und nachfolgende Erkaltung eine Zerklüftung in Säulen hervorgerufen worden ist, ähnlich wie die in dem angezündeten Cokesofen zusammengebackenen Steinkohlen, wenn sie beim Erlöschen des Feuers erkalten, sich in kleine Säulen zerspalten, oder wie die Gestellsteine, die an den Schmelzraum der Metallhütten grenzen, ebenfalls beim Erkalten durch Risse in Säulen zerklüftet werden. In ganz derselben Weise sind die vom Basalt des Wildensteins bei Büdingen am Vogelsberg umhüllten rothen Sandsteinblöcke in unregelmässige Säulen von der Dicke eines Fingers bis zu der eines Armes zerspalten. Die Thoneisensteine, welche an die in Brand gerathenen nordböhmischen Braunkohlenlager angrenzen, erscheinen ebenfalls in die zierlichsten Säulchen abgesondert. Am Mittelbach im Siebengebirge ist das Trachytconglomerat von einem Basaltgang durchsetzt und die angrenzenden Theile bestehen aus lauter dünnen oft nur fingerdicken Säulchen. Ein berühmtes Beispiel liefert in dieser Beziehung die Braunkohle des Meissner bei Gross-Almerode in Hessen, welche im Contact mit einer überdeckenden Basaltkuppe in stangenförmige, merkwürdig regelmässige Stücke zerklüftet erscheint.

Höchst manchfacher Art ist die Gruppirung der Säulen; bald stehen sie senkrecht, bald liegen sie horizontal, bald sind sie unter irgend einem Winkel geneigt; hier laufen sie einander parallel, dort divergiren sie büschel- oder strahlenförmig; an einem Orte sind sie gerade gestreckt, an einem anderen kahnförmig gekrümmt, letzteres z. B. sehr ausgezeichnet an der sog. Clam shell cave auf der schottischen Insel Staffa, wo die Basaltsäulen wie die Rippen eines Schiffbauchs gebogen sind und unten wie zu einem Kiel zusammenstossen (F. Z., Z. geol. Ges. 1871. 68); an dem Unkelstein-Bruch bei Oberwinter am Rhein war

früher sogar eine Gruppe von S-förmig gebogenen Basaltsäulen zu beobachten; letztere Erscheinung bietet auch der Basaltfels von Matawai auf Tahiti dar.

Durch alle diese verschiedenen Gruppirungen zieht sich das eine Gesetz hindurch, dass die säulenförmige Absonderung immer auf der Verdunstungs- oder Erkaltungsfläche senkrecht steht. Die säulenförmige Zerspaltung, welche eine eintrocknende Thon- oder Lehmmasse erfährt, geht von der Oberfläche aus und findet senkrecht auf dieselbe statt. In den horizontal ausgebreiteten Lagern eruptiver Gesteine, z. B. von Lava oder Basalt, stehen die Säulen senkrecht, in Gängen hingegen, bei denen von den senkrechten Spaltenwänden aus die Erstarrung erfolgte, liegen die Säulen horizontal, wie übereinander geschichtete Holzscheite. In Island sieht man bisweilen (bei Fornihvammr an der Nordrá und am Fuss des Vindfjallbjarg am Vopnarfjördr), wie an der Stelle, wo ein senkrecht emporsteigender Basaltgang sich umbiegt und seine Masse sich zu einem horizontalen Lager ausbreitet, die Säulen mit einer vollkommen radienartigen Stellung der Curve des Ganges folgend aus der horizontalen Lage in die verticale übergehen. Der Piton de Milieu auf Mauritius ist nach v. Drasche ein ca. 800 Fuss über das umgebende Plateau sich erhebender Berg, welcher aus tausenden von Doleritsäulen besteht, die fast alle horizontal liegen, der Überrest einer gewaltigen durch Erosion isolirt gewordenen Gangmasse (Min. Mittheil. 1876. 44). Interessant ist der »Rocken und Spindel« genannte Felsen südlich von St. Andrews in Schottland, welchen Lyell beschreibt; er besteht aus einer hohen Tuffsäule, an deren Fuss sich eine im Durchschnitt rundliche Gangmasse von sog. Grünstein befindet; sie ist in der Weise abgesondert, dass die ungefähr 12 Fuss langen Säulen von einem Centrum ausstrahlen und wie die Speichen eines Rades aussehen. Auch an der schroffen Roche de la Sanadoire im Mont Dore divergiren die Phonolithsäulen wie Speichen eines Rades. An dem mächtigen Basaltgang des Werrgotsch im Elbthal bei Aussig, der Ruine Schreckenstein gegenüber, biegen sich die Säulen von den beiden Salbändern her gegen die Mitte des Ganges aufwärts und stossen dort unter einem spitzen Winkel zusammen, so dass der Durchschnitt der Fahne einer Feder oder einem Haarscheitel zu vergleichen ist. Die kegelförmigen oder glockenförmigen Eruptivkuppen zeigen eine nach dem Gipfel convergirende oder von dem Inneren aus nach allen Punkten der Oberfläche hinlaufende, oder im Durchschnitt fächerähnliche Gruppirung der Säulen. Wenn an sehr zahlreichen Kuppen dieser Art die Stellung der Säulen nicht regelmässig senkrecht auf der Oberfläche steht und auch sonst die Richtung der Säulen einer strengen Ordnung entbehrt, so muss man bedenken, dass vermöge der langwirkenden Denudation die jetzigen Bergcontouren von den ehemaligen ohne Zweifel manchmal bedeutend abweichen; auch können angrenzende oder deckende Massen, z. B. Tuffe, welche für die Säulenstellung massgebend waren, im Lauf der Zeit weggewaschen worden sein.

Sehr lange Säulen bieten meist die Erscheinung einer Gliederung dar, d. h. sie sind durch Querklüfte in einzelne kurze Stücke getheilt. Am häufigsten sind die Enden dieser Glieder mit ebenen Flächen versehen, welche rechtwinkelig auf

den Seitenflächen der Säulen stehen; manchmal aber sind die Enden krummflächig, indem jedes einzelne Glied eine concave und eine convexe Endfläche besitzt; die rundlichen Vertiefungen und Erhabenheiten, die Höhlungen und Wölbungen zweier unmittelbar auf einander folgenden Glieder passen alsdann ineinander. Sehr ausgezeichnet zeigt sich diese Erscheinung an den Basaltsäulen des berühmten Riesendammes (Giants causeway) in der n.-ö. irländischen Grafschaft Antrim und an den schönen Basaltsäulen auf der Kuppe der Landskron bei Ahrweiler (Rheinpreussen), in welche die Sacristei der Kapelle eingehauen ist. Die flach-napfförmige Concavität findet sich meistens am oberen Ende der einzelnen Glieder und dabei sind manchmal die Seitenkanten derselben aufwärts in zahnartige Spitzen ausgezogen, welche die convexe Unterfläche des oberen Gliedes umfassen. Mitunter zeigen aber auch nur die centralen Theile der Säulen die Concavität oder Convexität, während die äusseren Ränder ebenflächig ausgebildet sind. Die Basaltsäulen der Casseler Ley bei Obercassel nördlich vom Siebengebirge bieten nach Nöggerath's Beobachtung die Eigenthümlichkeit dar, dass sie aus lauter abgestumpften Doppelpyramiden von geringer Höhe bestehen, welche senkrecht über einander angeordnet sind; eine jede Säule zeigt dadurch an den Seiten abwechselnd ein- und ausspringende Winkel und diese passen bei den angrenzenden Säulen immer auf das regelmässigste in einander. An einigen Orten sind auch die Säulen vollständig aus aufeinanderliegenden Kugeln oder Sphaeroiden zusammengesetzt; ein bekanntes Beispiel für diese eigenthümliche Absonderung liefert die sog. Käsegrotte bei Bertrich in der Eifel, wo die senkrechten Säulen eines Lavastroms von dichtem Basalt aus übereinander gethürmten etwas abgeplatteten Sphaeroiden bestehen, deren Gestalt einem holländischen Käse nicht unähnlich ist. Die Kugeln besitzen eine concentrisch-schalige Structur und die Verwitterung rundet ihren Umriss immer mehr ab. Ähnliches zeigt, wenn auch weniger deutlich, der Eckardsberg bei Zittau, der Hornberg bei Karlsbad. — Oft sind die einzelnen Säulenglieder so kurz, dass sie nur mehr oder weniger dicke Platten darstellen, welche mitunter nicht rechtwinkelig auf der Säulenaxe stehen, sondern dieselbe unter irgend einem schiefen Winkel durchsetzen. Nöggerath berichtete von der sog. Mühlsteinlava bei Niedermendig unweit des Laacher-Sees, dass die mächtigen Säulen, welche die Steinbrüche in der Tiefe zeigen, sich nach oben in dünnere Säulen zertheilen, die sich dann noch weiter aufwärts abermals gabeln; bei dieser longitudinalen Zerklüftung der Säulen bleiben die Axen der einzelnen Säulenäste dennoch so viel als möglich einander parallel. Dasselbe gewahrte Th. Wolf an einem gewaltigen andesitischen Lavastrom von Lauglangchi in der Gegend von Riobamba, welcher, wenigstens 30 m hoch und $\frac{1}{4}$ Stunde breit, unten in 2—3 m dicke Pfeiler abgesondert ist, die sich nach oben in dünnere Säulen spalten, während die Oberfläche des Stroms ganz unregelmässig in kleine Stücke zerklüftet ist (Verh. niederrhein. Ges. Bonn. 1873. 118).

An dem Andesit des Stenzelbergs im Siebengebirge kommt eine cylinderförmige Absonderung vor. Es finden sich dort hohe colossale Cylinder-Säulen,

die sog. Umläufer, die aus concentrisch sich umhüllenden Schalen bestehen und das Innere von kantigen Säulen bilden (Nöggerath, das Geb. in Rheinl.-Westph. IV. 1826. 359). Ähnliches bietet die Basaltkuppe des Scheidsbergs bei Remagen in ihrer Mitte dar, wo ein mächtiger fast verticaler Cylinder sich in dünne cylindrische Schalen oder Platten ablöst (vom Rath, Sitzungsber. niederrhein. Ges. 1870. 160; auch v. Dechen, ebendas. 1873. 225); gleiches beobachtete Möhl am Basaltberg »der Bühl« bei dem Dorfe Weimar unweit Cassel. Auch an der Andesitkuppe Freienhäuschen bei Kelberg in der Eifel erscheinen regelmässige cylindrische Säulen von 1—1½ Fuss Durchmesser (F. Z. in Z. geol. Ges. 1859. 516).

Die parallelepipedische Absonderung wird dadurch hervorgebracht, dass drei Kluftsysteme sich fast rechtwinkelig durchschneiden; sind die Abstände derselben weit und ziemlich gleichmässig, so dass das Gestein durch sie in grosse mehr oder weniger cubische Massen abgesondert erscheint, so heisst diese Absonderungsform auch die quaderförmige. Eine solche parallelepipedische Absonderung zeigt z. B. unter den massigen Gesteinen vorzüglich der Granit; wenn die den Klüften folgende Verwitterung die Kanten und Ecken der abgesonderten Parallelepipede angreift und zerstört, so entstehen dadurch etwas gerundete matratzenförmige oder wollsackähnliche Gesteinskörper, welche wie cyklopische Mauersteine bastionengleich übereinander gethürmt sind (Louisenburg bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, Greifensteine bei Ehrenfriedersdorf im Erzgebirge, westlichster Theil der Halbinsel Cornwall, auch im Osten am Sharp-Tor und Cheeswring bei Liskeard, Insel Arran in Schottland). — Geschichtete Gesteine bieten scheinbar ähnliche Formen dar, wobei aber der eigentlichen Absonderung nur zwei Kluftsysteme angehören, das dritte, welches mit diesen nicht gleichwerthig ist, durch Schichtungsfugen dargestellt wird. Der zu der Kreideformation gehörende, in Böhmen, Sachsen und Schlesien weitverbreitete Sandstein zeigt diese Erscheinung in besonders ausgezeichnetem Maasse, weshalb er den Namen Quadersandstein führt; auch hier rundet die Verwitterung die Kanten und Ecken der Quadern ab und lässt ihre Gestalt deutlicher hervortreten (Bielergrund in der sächsischen Schweiz).

Wenn die Klüfte das Gestein in mehreren ganz unregelmässigen Richtungen durchsetzen, so nennt man die dadurch entstehenden vieleckigen regellos gestalteten Gesteinskörper unregelmässig polyëdrische Absonderungen. Sie kommen sehr häufig vor, sowohl bei den geschichteten Gesteinen, Grauwacken, Sandsteinen, als bei massigen, Porphyren, Graniten, Grünsteinen u. s. w.

Die stärkere oder geringere Absonderung der Gesteine scheint im Allgemeinen mit der Schnelligkeit oder Langsamkeit ihrer Festwerdung im Zusammenhang zu stehen. v. Cotta (Geologische Fragen 68) unterstützt diese Ansicht durch die Erfahrung, dass ein grosser feuchter Thonklumpen, wenn er langsam austrocknet, wenig oder gar nicht zerspringt, wenn er aber sehr schnell ausgetrocknet wird, unzählige Risse bekommt; das erstere ist auch bei dem geschmolzenen Glas der Fall, wenn es langsam im Kühlofen abgekühlt, das letztere, wenn solches Glas in kaltem Wasser sehr rasch abgekühlt wird. Damit würde alsdann

auch im Einklang stehen, dass die scheinbar dichten oder feinkrystallinischen Massengesteine im Allgemeinen öfter und regelmässiger abgesondert befunden werden als die grobkrystallinischen, weil die Structur der ersteren das Ergebniss einer beschleunigten, die der letzteren das einer verlangsamten Erstarrung zu sein scheint.

Von H. O. Lang wurde bestritten, dass die Ursache der Säulenbildung in einer Contraction beruhe und die auch durch Mohs früher vertretene und durch L. v. Buch einmal geäusserte Ansicht zu vertheidigen gesucht, dass es sich hier um Compressionsformen handle, indem in der Absonderung eine Druck-Erscheinung in Folge eines Volumbedürfnisses des erstarrenden Gesteins zu erblicken sei (Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1873. 16; Württemb. naturw. Jahresh. 1875; Z. d. geol. Ges. 1875. 852). Die an erstarrenden Silicaten bisher experimentell gewonnenen Erfahrungen lassen aber gerade umgekehrt erkennen, dass bei der Festwerdung eine Contraction erfolgt und eine Volumvermehrung nicht stattfindet. Manche Erscheinungen deuten übrigens darauf hin, dass die Spalten zwischen den einzelnen Absonderungsmassen wirkliche Zerreissungsklüfte sind und nicht durch die gegenseitige Compression nebeneinander sich ausbildender Gesteinskörper entstanden. So sind z. B. nach G. Bischof die Magneteiseneinschlüsse, welche der Basalt im Unkeler Steinbruch bei Oberwinter am Rhein enthält, manchmal durch die Säulenbildung zerspalten, so dass in zwei benachbarten, durch eine Kluft getrennten Säulen die beiden Bruchstücke einander noch entsprechen (N. Jahrb. f. Min. 1843. 25). Dasselbe fand Poulett Scrope an den Olivinfelseinschlüssen im Säulenbasalt bei Burzet im Vivarais (Considerations on volcanoes 1825. 136), Faujas de St. Fond bei den im Basalt von Bridon eingeschlossenen Granitbruchstücken. Auch in fossilhaltigen sedimentären Schichten setzen die Klüfte manchmal mitten durch die organischen Reste hindurch.

J. Roth hat in seiner Schrift »Die Kugelform im Mineralreich und deren Einfluss auf die Absonderungsgestalten der Gesteine, Dresden und Leipzig 1844«, von verwandten Anschauungen ausgehend, alle Absonderungsformen der Gesteine als gestörte Kugelbildungen aufgefasst. Die Gesteinssäule betrachtet er aus vielen, längs einer Axe aneinandergereihten Kugeln bestehend; die Seitenflächen der Säulen werden durch die Compression der vielen seitlich aneinander grenzenden Kugelreihen gebildet, die transversale Gliederung der Säulen entsteht nach ihm dadurch, dass die aufeinanderliegenden Kugeln sich gegenseitig in ihrer Ausbildung hemmen und abplatten. Auch die plattenförmigen Absonderungen der Gesteine gelten ihm als Kugeln, welche in einer Richtung eine starke Compression erlitten haben und von den umgebenden Kugeln mit Randflächen begrenzt worden sind; der regelmässigste hier denkbare Fall ist der einer regulären sechsseitigen Säule und einer regulären sechsseitigen Gesteinsplatte; durch ungleichmässige Vertheilung der Contractionscentra entstehen aber Gestalten mit verschiedener Seitenzahl. Dass manche Säulen durch die Verwitterung in Kugeln aufgelöst werden, scheint ebensowohl für diese Anschauung zu sprechen, wie die erwähnte Concavität und Convexität mancher Säulenglieder; die beschriebene

Zusammensetzung der obercasseler Basaltsäulen aus abgestumpften Doppelpyramiden stellt sogar den theoretisch regelmässigsten Fall einer solchen Bildung der Säulen durch Aneinanderreihung von Kugeln dar. Ob jedoch jegliche Säulen- und Plattenbildung durch Tendenz zur Kugelbildung entsteht, dürfte damit noch nicht entschieden sein. Die säulenförmige Zerklüftung einer eintrocknenden Lehmmasse, die gleiche Zerklüftung bei der Erkaltung der Gestellsteine scheint wenigstens ohne gleichzeitiges Streben nach Kugelbildung zu erfolgen.

VIII. Lagerungsformen und Lagerungsweise der Gesteine.

Die äussere Form, in welcher die Gesteine abgelagert sind und in welcher sie miteinander verbunden die feste Erdkruste zusammensetzen, ist eine verschiedene. Bei ihrer Betrachtung muss zunächst der allgemeine genetische Unterschied ins Auge gefasst werden, ob das Gestein einerseits aus dem Wasser oder aus der Luft abgesetzt, also sedimentären, katogenen Ursprungs ist, oder ob es andererseits als erstarrtes Eruptivgestein der Tiefe entstammt, anogenen Ursprung besitzt. Gesteine der ersten Art bilden Schichten (Sedimentschichten), die der letzteren Art Gänge, Intrusivlager, Lakkolithen und Stöcke, Decken, Ströme, Kuppen. — Allgemein unterscheidet man zwei Hauptverhältnisse der Lagerung: Auflagerung, wenn ein Gebirgsglied unmittelbar über dem anderen seine Stelle einnimmt, und durchgreifende Lagerung, wenn ein Gebirgsglied zwischen einem oder zwei vorhandenen abgelagert erscheint.

1. Lagerungsform der sedimentären Gesteine.

Schichten.

Eine Schicht (stratum, couche) ist eine plattenförmige, durch zwei annähernd parallele Flächen begrenzte Gesteinsmasse von sedimentärem Ursprung, indem ihr Material in den meisten Fällen das Product eines mechanischen oder chemischen Bodensatzes aus Wasser oder wässeriger Lösung darstellt; desgleichen erfolgt Absatz in Schichten, wo das Medium der Deposition die Luft ist, wie z. B. bei den Auswürfen vulkanischer Asche. In beträchtlicher Anzahl zusammengehäufte Schichten bilden ein Schichtensystem. Die Schichten sind in erkennbarer Weise durch eine periodische Übereinanderlagerung gebildet worden. Eine jede Schicht ist das Resultat der Ablagerungsthätigkeit während einer gewissen Zeitperiode, und die Fläche, welche zwei Schichten von einander trennt, bezeichnet die Unterbrechung, welche in der Entstehung des Schichtensystems sich ereignete; jede obere Schicht ist mithin unter normalen Verhältnissen eine jüngere Ablagerung, als die darunter

befindlichen. Jede Schicht hat eine Ober- und Unterfläche (auch Dach- und Sohlfläche genannt); diese beiden Grenzflächen heissen auch Schichtungsflächen. Der kleinste Abstand dieser Ebenen von einander, also rechtwinkelig auf dieselben gemessen, bildet die Dicke oder Mächtigkeit, welche sehr verschieden sein, zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern schwanken kann.

Diejenigen Gesteinsmassen, welche eine bestimmte Schicht unmittelbar bedecken, heissen, sie mögen von gleicher oder abweichender Beschaffenheit sein, das Hangende, diejenigen, auf denen die Schicht ruht, das Liegende, auch wenn diese Massen in ganz verschiedener Weise gelagert sind. Haben die Schichten eine Neigung von 0°—90°, so ist das Liegende vor, das Hangende nach der einzelnen Schicht abgelagert; bei überkippter Stellung aber ist das Liegende die spätere, das Hangende die frühere Bildung.

Diejenigen Schichten eines Schichtensystems, welche sich von den anderen durch eine abweichende mineralische Beschaffenheit unterscheiden, nennt man, besonders dann, wenn sie aus einem technisch nutzbaren Mineral bestehen, Lager, z.B. Kalksteinlager, Eisensteinlager, oder auch Flötze, z.B. Steinkohlenflötz, Braunkohlenflötz, Kupferschieferflötz.

Die Structur der meisten noch in ihrer normalen Ablagerung befindlichen Schichten ist eine auf Parallelität gegründete; die Masse des Gesteins selbst ist mit einer Schieferung oder planen Parallelstructur versehen, deren Flächen den Schichtungsflächen in der Regel parallel sind; auch noch in anderer Weise spricht sich die innerhalb der Schichten obwaltende allgemeine Parallelität der Anordnung aus: die Gesteinspartieen, welche eine verschiedene Farbe, ein verschiedenes Korn u.s.w. besitzen, erscheinen in einzelnen Streifen und Lagen, deren Richtung fast immer mit der Schichtungsfläche übereinstimmt. Wenn eine Schicht fremde Körper, z. B. Petrefacten enthält, so sind dieselben ebenfalls in der Regel lagenweise vertheilt und zwar so, dass ihre breite Seite der Schichtungsfläche parallel liegt; dasselbe ist mit plattgestalteten accessorischen Bestandmassen und grösseren Geschieben der Fall.

Während man also im Allgemeinen den Satz aufstellen kann, dass Schieferung parallel der ursprünglichen Schichtung geht, findet von dieser Regel besonders in den Schichten des Thonschiefers und Grauwackenschiefers eine auffallende und vielbesprochene Abweichung statt. Diese Erscheinung, welche darin beruht, dass die schieferige Structur nicht eine mit der Schichtung parallele Richtung besitzt, sondern dieselbe unter irgend einem Winkel schneidet, nennt man falsche Schieferung, auch transversale oder secundäre Schieferung. Mit dieser abnormen Schieferung ist auch eine Spaltbarkeit nach derselben Richtung hin verbunden. Die englischen Geologen bezeichnen meist diese abweichende Schieferung als cleavage, die den Schichten parallel gehende Schieferung als foliation (stratification-foliation) oder lamination. Der Winkel, den die transversale Schieferung mit der Schichtung macht, ist höchst wechselnd und kann alle Grade bis zu 90° durchlaufen, in welchem letzteren Falle diese eigenthümliche Schieferung rechtwinkelig durch die Schichtung hindurchsetzt.

Bereits zu Ende des vorigen Jahrhunderts war aufmerksamen Beobachtern diese eigenthümliche Erscheinung nicht entgangen. Schon Lasius erwähnt sie in seinen Beobachtungen über das Harzgebirge (1789), Voigt in seiner praktischen Gebirgskunde (1797), Mohs in v. Moll's Ephemeriden III. 1807. 71, von Hoff beschreibt sie von den Schieferbrüchen bei Lehesten in Thüringen, Schmidt an westphälischen Schiefern (Karsten's Archiv VIII. 234), in England erkannte John Phillips in Yorkshire den Unterschied zwischen wahrer und falscher Schieferung. Dadurch gewinnt die transversale Schieferung noch an Interesse, dass sie mit der allerbeständigsten Regelmässigkeit durch weitausgedehnte Schichtensysteme ganzer Gebirgsketten hindurchzieht, stets dieselbe Richtung verfolgend, die Schichten selbst mögen eine Neigung haben, welche sie wollen. Auf diese merkwürdige Unabhängigkeit der falschen Schieferung von den wechselndsten Biegungen, den auf- und niedersteigenden Windungen der Schichten hat wohl zuerst Sedgwick aufmerksam gemacht: sie fand zunächst vollständige Bestätigung durch Forbes und Studer in den Alpen, durch Darwin in den Anden, durch die Brüder Rogers in Nordamerika.

Die transversale Schieferung tritt mitunter in so vollkommener Ausbildung auf, dass die ursprüngliche, der Schichtung parallele Schieferung dadurch übertroffen, ja zum grössten Theil verwischt ist; hat sich die ursprüngliche Schieferung neben der secundären noch erhalten, so zeigt das Gestein also zwei Systeme von Schieferrichtungen, die einander durchschneidend, griffelförmige Spaltungsstücke von rhomboidalem oder rhombischem Querschnitt hervorbringen. Kommt die secundäre Schieferung ins Spiel und hat sie die ursprüngliche verdrängt, so kann die Richtung der Schieferung nicht mehr zur Bestimmung der Schichtungsrichtung dienen, sondern man muss zur Erkennung der letzteren andere Andeutungen benutzen: die der Schichtung parallele Verschiedenheit der Farbe, des Korns, die Vertheilung der Organismen, der gröberen Geschiebe, der Schichtungsfugen, Lettenbestege, wenn solche erkennbar sind. — Joints heissen im Englischen regelmässig und in engeren oder weiteren Abständen parallel verlaufende feine Klüfte, welche die transversal-geschieferten Massen quer durchziehen.

Findet in einem Schichtensystem ein Wechsel von geschieferten Schichten mit anderen ungeschieferten Gesteinen, Sandsteinen, Kalksteinen statt, so ist am häufigsten ein Absetzen der transversalen Schieferung an diesen Gesteinen zu beobachten, jenseits welcher sie sich wieder fortsetzt; manchmal zeigen diese ungeschieferten Schichten indess auch eine Plattung, die der falschen Schieferung parallel geht. Harkness und Blyth erwähnen im südwestlichen Irland merkwürdige Punkte, wo die transversale Schieferung auf einzelne gewisse Schichten eines Schichtensystems beschränkt ist. — Diese Absonderung in Platten, welche den Schichten nicht parallel sind, sondern dieselben unter einem Winkel durchschneiden, ist eine Erscheinung, die sich an manchen Grauwacken, Kalksteinen und Sandsteinen zeigt und der transversalen Schieferung vollkommen verwandt ist; letzteres erhellt eben daraus, dass, wo beide in einem Schichtensystem sich finden, ihr Verlauf ein paralleler ist. Durch mikroskopische Untersuchungen erkannte Henry

Clifton Sorby an solchen Kalksteinen aus Devonshire, dass ihre aus Kalkspath bestehenden Theilchen und ihre kleinen Organismenreste mit den Flächen ihres grössten Durchschnitts der Plattung parallel gelagert sind und also die transversale Parallelstructur sich bis auf die kleinsten Gesteinselemente erstreckt.

Die Erklärung einer solchen auffallenden Erscheinung, wie es die falsche Schieferung ist, hat schon früh das Interesse angeregt. Dass eine jede ursprüngliche Schieferung eine der Schichtung parallele sein musste, und also die transversale erst nach der Ablagerung des Gesteins innerhalb desselben im Laufe der Zeit entstanden sein konnte, war einleuchtend; die Kraft indessen, welche diese Umänderung in der Richtung der kleinsten Theilchen bewerkstelligte, wurde in sehr vielfacher Weise gedeutet. Polaren und elektrischen Kräften, einer durch chemische Verwandtschaft oder Wärme vermittelten und sich als Umkrystallisirung kundgebenden Molekularthätigkeit hat man vormals wohl die Ausbildung des transversal-schieferigen Gefüges zugeschrieben. In jetziger Zeit gilt es als ausgemacht, dass hier die Wirkung nicht eigenthümlich geheimnissvoller, sondern gewöhnlicher *rein mechanischer* Kräfte vorliegt. Schon längst war man auf die Beziehungen aufmerksam geworden, welche zwischen diesem sonderbaren Structurverhältniss und dem Bau derjenigen Schichtensysteme obwalten, in denen es sich vorfindet. Es ergab sich, dass diese auffallende abnorme Schieferung nur in sehr stark dislocirten Schichtensystemen erscheine, und dass sie selbst in den ältesten Schieferschichten da nicht auftrete, wo diese ihre horizontale Lagerung bewahrt haben; auch erkannte man, dass die transversale Schieferung eine und dieselbe Streichrichtung mit den Schichten behaupte, dass also das Streichen der ersteren der Hauptlinie der Dislocation parallel gehe. Die Gesetzmässigkeit, mit welcher die Schieferungsflächen der damals so genannten Haupt-Erhebungsaxe parallel sind, ist wohl zuerst 1837 durch die Beobachtungen der Gebrüder Rogers in den Alleghanies festgestellt worden.

Der aus diesen Thatsachen hervorgehende Causalnexus zwischen der Richtung der transversalen Schieferung und derjenigen der *Gebirgsdislocation* leitete zuerst den Bergmeister Baur in Eschweiler im Jahre 1846 (Karsten's und v. Dechen's Archiv XX. 398) auf die richtige Erklärung. Er hatte seine wichtigen Beobachtungen an dem rheinischen Schiefergebirge gemacht: dieses ganze Schichtensystem unterlag einem gewaltigen *Seitendruck*, welcher von Süden nach Norden wirkte und die ostwestlich streichenden Schichtenmulden und Schichtensättel hervorbrachte; gleichzeitig erzeugte er in der Schichtenmasse, die auf einen kleineren Raum zusammengepresst wurde und weder weichen, noch dem Druck in anderer Art nachgeben konnte, eine innere Spannung, welche jene Schieferung zur Folge hatte; ihre Richtung ist nothwendigerweise abhängig von dem Druck (Lateraldruck, Horizontalschub), auf welchem sie rechtwinkelig stehen muss; daher erscheint auch im rheinischen Schiefergebirge die anhaltende ostwestliche Richtung der secundären Schieferung. Ein Jahr später, 1847, gelangte Daniel Sharpe von anderen Betrachtungen ausgehend, zu ganz denselben Resultaten. Der Umstand, dass in den transversal geschieferten Gesteinen die

Versteinerungen sehr häufig platt zusammengedrückt erscheinen und zwar in einer Richtung, welche dieser secundären Schieferung vollständig parallel ist, wies ihn darauf hin, dass die letztere das Resultat derselben Kraft sei, welche auch die Form der Organismen veränderte, eines rechtwinkelig wirkenden Drucks. Diese Deformation der Fossilreste ist in der That stellenweise sehr bedeutend, z. B. bei den Calymene-Arten in dem silurischen Dachschiefer von Angers, wogegen z. B. die Calymenes, welche bei La Hunaudière (Loire-inférieure) in harten Knollen eingeschlossen waren, nach Dufet völlig ihre Form bewahrt haben. An verschiedenen Stellen der Alpen sind die Belemniten so ausgereckt und dabei zerstückelt, dass ein ursprünglich 5—7 cm grosses Individuum eine Länge bis zu 30 cm gewonnen hat. 1849 stellte Sharpe jene Druckwirkung auch für fossilfreie Gesteine fest und zeigte, wie z. B. in manchen Conglomeraten flache Geschiebe mit ihren platten Seiten so gelagert sind, dass die transversale Schieferung unverkennbar Folge des Drucks ist.

Sorby war es, welcher zuerst versuchte, auf künstlichem Wege diese mechanischen Vorgänge nachzubilden; nachdem er im Jahre 1853 durch mikroskopische Untersuchungen nachgewiesen hatte, dass die transversale Schieferung hauptsächlich in einer parallelen Anordnung der Glimmerschuppen und anderer lamellarer Mineralien beruhe, stellte er 1856 ein Experiment an, in wiefern der Druck diese parallele Anordnung bewirken könne. Er knetete zahlreiche dünne Lamellen von Eisenglimmer in weichen plastischen Thon ein, so dass sie nach allen Richtungen regellos darin umhergestreut waren; diese Thonmasse unterwarf er einem starken einseitigen Druck, welcher die Folge hatte, dass alle Glimmerlamellen sich parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung innerhalb des Thons anordneten. Es erinnert dieser Versuch Sorby's an die Ansichten von Poulett Scrope, welcher im Jahre 1825 in seinen Considerations on Volcanoes die Parallelstructur der Trachytgesteine dadurch erklärte, dass die innerhalb der zähflüssigen Gesteinsmasse befindlichen Krystalle durch starken Druck genöthigt wurden, sich mit ihren breiten Seitenflächen alle einander parallel und zwar rechtwinkelig auf die Druckrichtung zu lagern (vgl. auch Qu. journ. of the geol. soc. XII. 1856. 345). Sorby fügte die Beobachtung hinzu, dass in den transversal geschieferten Gesteinen nicht blos die Lagerung und Stellung, sondern auch die Gestalt selbst der kleinsten organischen Fragmente verändert wurde: in den nicht transversal geplatteten Kalksteinen ist der Querschnitt der als kleine kurze Cylinderchen erscheinenden Encriniten-Stielglieder (von ca. 0,5 mm) nahezu kreisrund; in dem sehr stark transversal geschieferten Gestein von Kingskerswell bei Torquay sind diese Stielglieder u. d. M. dagegen nicht gleichaxig, sondern übereinstimmend mit der Schieferungsrichtung so platt gedrückt, dass ihr stark elliptischer Durchschnitt selbst viermal so lang als breit ist, dazu mitunter unregelmässig gequetscht und zerspaltet. Auch ihre innere organische Structur hat im Einklang damit an diesen Druckwirkungen Theil genommen, indem die ursprünglich ziemlich gleichmässig breiten und langen Zellen platt gedrückt wurden.

John Tyndall brachte in mehreren bildsamen Stoffen, in Pfeifenthon und Wachs, dadurch, dass er sie einer starken Pressung unterwarf, eine Schieferung hervor, die derjenigen des feinsten Dachschiefers nichts nachgab; er glaubt hieraus schliessen zu können, dass es nicht der Gegenwart lamellarer Mineralelemente bedürfe, um die Schieferung hervorzurufen, sondern dass der blosse Druck dazu hinreiche. Sorby wandte dagegen mit Recht ein, dass das Wachs bereits aus kleinen Krystalllamellen zusammengesetzt sei und dass also die Versuche mit diesem Körper nur die von ihm entwickelte Ansicht bestätigten; dasselbe gelte auch von dem Thon. Laugel und Haughton haben versucht, die Wirkung des Drucks, welcher die Schieferung erzeugte, einer mathematischen Berechnung zu unterwerfen. Später berichtete Daubrée über ähnliche Druckversuche, die er selbständig ohne Kenntniss der von Tyndall gemachten angestellt hatte. Die Entstehung des ausgezeichneten schieferigen Gefüges in Thon knüpfte er an zwei Bedingungen: die Masse muss unter starkem Druck eine Gleitung ausführen können und sich senkrecht gegen die Druckrichtung verschieben lassen, sodann muss die zu behandelnde Masse eine hinreichende Bildsamkeit besitzen. Auch hält Daubrée dafür, dass die lamellaren Gesteinselemente nicht wie Sorby annahm die Ursache, sondern vielmehr die Folge der Schieferigkeit seien: sie seien spätere Bildungen in den Zwischenräumen zwischen den Schieferblättern. In der Folge (1876) hat Daubrée seine Experimente über künstlich in verschiedenen Massen hervorgerufene Schieferigkeit noch weiter ausgedehnt und namentlich auch die durch Druck bewirkten Deformitäten der Fossilien (vgl. S. 526) nachgeahmt.

Die transversale Schieferung ist eine Erscheinung, welche fast nur in den ältesten Sedimenten, in den Phylliten, namentlich aber in den zum Silur, Devon und Culm gehörigen Schiefergesteinen vorkommt, obschon sie sich keineswegs an allen zeigt. Darwin beobachtete sie ausnahmsweise an den weitverbreiteten Schieferbildungen des Feuerlandes, welche der Kreide angehören (Geological observ. on South America 1846). — An den nur unvollkommen oder gar nicht schieferbaren eingelagerten Zwischenschichten erfolgt wohl ein eigenthümliches Abstossen derart, dass nächst der Grenze die schräg dagegen heranlaufende Schieferung nach der Seite des stumpfen Nebenwinkels umbiegt, sich an die Grenzfläche anlegt und auf der entgegengesetzten Seite in entsprechender Weise wieder weitersetzt. — Wenn die Ebene der Schieferung zwar meistens steil, aber doch nicht vertical gefunden wird (wie es bei der Zurückführung auf den seitlichen Druck vielleicht erwartet werden könnte), so kommt dies daher, dass bei der verschiedenartigen Zusammensetzung der gedrückten Schichtenmassen, bei den ungleichen Festigkeits- und Cohaesionsverhältnissen derselben anders gerichtete Resultirende sich entwickeln und den Horizontalschub modificiren. Wirkte bei der Entstehung der secundären Schieferung ein anders gerichteter Horizontaldruck, als bei der Schichtenaufrichtung und Faltung, so wird das Streichen der Schieferung und das der Schichtensysteme von einander abweichen. — Das Erhaltensein der Schichtung neben der secundären Schieferung,

das Unbeeinflusstsein eingelagerter, offenbar während des Drucks schon starr gewesener Schichtmassen (z. B. Quarzite) von der Schieferung, endlich die zahlreichen Bruchcrscheinungen erweisen es, dass das den mechanischen Umgestaltungen unterworfene Material sich dann nicht etwa noch in einem halbweichen, nicht völlig verfestigten Zustande, sondern schon in demselben der Starrheit befand, den es jetzt zeigt.

Über die transversale Schieferung vgl.

Sedgwick, Transactions of the geol. soc. 1835. III. 354. Übersetzt in Karsten's Archiv 1837. X. 581.

v. Dechen, Karsten's u. v. Dechen's Archiv XIX. 536.

Rogers, Trans. of the roy. soc. of Edinburgh XXI. 447.

Baur, Karsten's u. v. Dechen's Archiv 1846. XX. 398.

Sharpe, Qu. journ. of the geol. soc. 1847. III. 74 und 1849. V. 111. Auch in Geological proceedings, November 1854.

Harkness and Blight, Edinburgh new philos. journ. (2) 1855. II. 247.

Sorby, Edinburgh new philos. journ. 1853. LV. 137. Qu. journ. of the geol. soc. 1854. X. 73. The London, Edinb. and Dubl. philos. magaz. (4) 1856. XI. 20 und 1856. XII. 127.

Tyndall, The Lond., Edinb. and Dubl. philos. mag. (4) 1856. XII. 35 u. 129.

Herschel, The Lond., Edinb. and Dubl. philos. mag. (4) 1856. XII. 198.

Laugel, Comptes rendus 1855. XL. 182.

Haughton, The Lond., Edinb. and Dubl. philos. mag. (4) 1856. XII. 409.

Daubrée, XVII. Band der Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des sciences, Paris 1861. — Bull. de la soc. géol. (3) IV. 1876. 529. — Géologie expérimentale 1879. 391.

Loretz, Jahresbericht der Senckenbergischen naturforsch. Gesellschaft für 1879—80. — Jahrb. preuss. geolog. Landesanstalt 1882. 258.

A. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, 1878. II. 51.

E. Jannettaz, Bull. soc. géol. (3) XII. 1884. 211.

Harker, Report of the British association for 1885 (1886. 813).

Hans H. Reusch, Silurfossiler og pressede Konglomerater i Bergensskiferne, Kristiania 1882; übersetzt von Baldauf, Die fossilienführenden krystallinischen Schiefer von Bergen, Leipzig 1883.

J. Lehmann, Entstehung des altkrystallinischen Schiefergebirges. Bonn 1884. 124.

Ausser der transversalen Schieferung sind noch andere Erscheinungen bekannt, bei denen die Parallelstructur des Gesteins nicht mit der Richtung der Schichtung zusammenfällt. Innerhalb des Schiefergebirges im Rheinlande und in den Ardennen findet man manchmal einzelne Schichten, aus abwechselnden Lagen von Thonschiefer und Grauwacke zusammengesetzt, deren Richtung nicht der Schichtung des Systems und derjenigen der übrigen Lagen parallel läuft, sondern schräg dagegen steht. Élie de Beaumont erwähnt solche Vorkommnisse in seiner Explication de la carte géologique de la France I. 255. Eine ähnliche Anomalie, die vielleicht einen Schlüssel hierzu bieten kann, ist die von Naumann (Geogn. I. 448) als discordante Parallelstructur, von Lyell (Man. of elem. geol. 5. Aufl. p. 16) als diagonal oder cross stratification bezeichnete Erscheinung an Sandsteinen und losen Sanden, welche darin beruht, dass innerhalb einer Ablagerung dieser Gesteine in kurzen Zwischenräumen die Parallelstructur und mit

ihr Färbung und Korn vollständig und regellos wechselt, wodurch oft scharf von einander abgeschnittene, wie Bruchstücke oder Keile erscheinende Systeme von Parallelstructur hervorgerufen werden. Ohne Zweifel wurden diese vielfach durch das Hin- und Herfluthen des Wassers gebildet, aus welchem sich der Sandstein absetzte, die Erscheinung kann aber wohl auch durch den Einfluss der Winde auf dünenähnliche lose Sande bewirkt worden sein, wie dies Joh. Walther an festgewordenen Dünensandsteinmassen auf der Sinai-Halbinsel beobachtete. Dieselbe wird von A. Briart, welcher sie auch z. Th. auf Windwirkung zurückführt, »Stratification intercroisée«, von J. G. Bornemann »Diagonalschichtung« genannt. Vorzüglich zeigt der Vogesensandstein diese Eigenthümlichkeit, die aber auch den jüngsten Sandsteinen nicht fremd ist. Herm. Credner beschreibt und bildet sie ab an Sandsteinen von Suhler Neudorf im Thüringer Wald (Elemente d. Geol. 1891. 316).

Élie de Beaumont, Mém. pour servir à une descript. géol. de l. Fr. 1830. I. 21.
Darwin, Geological observations on volcanic islands. 1844. 134.
Laspeyres, Z. geol. Ges. 1867. 803 und 1872. 276.
A. Briart, Bull. soc. géol. (3) VIII. 1880. 586; vgl. das Referat von Kilian im N. Jahrb. f. Miner. 1883. I. 433.
Joh. Walther, Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1888. Nr. 6. S. 10. Abh. sächs. Ges. Wiss. 1888. XIV. 437.
J. G. Bornemann, Über den Buntsandstein in Deutschl. u. s. w. Jena 1889. 10.

Nachdem die inneren Structurverhältnisse der Schichten besprochen sind, erübrigt es noch, mancherlei Erscheinungen zu erwähnen, welche an der äusseren Oberfläche der Schichten sich darbieten und im innigsten, leicht nachweisbaren Zusammenhang mit der Bildung derselben stehen.

An jedem flachen, sandigen oder schlammigen Meeresstrande kann man beobachten, wie der Wellenschlag des vom Wind beunruhigten Wassers und die Ebbe und Fluth den Sand bewegt und auf seiner Oberfläche langgestreckte wellenförmige Erhöhungen und Vertiefungen ausbildet. Wenn durch die Erhärtung des thonigen oder kalkigen Cäments eine solche Sandschicht fest wird und über derselben eine neue gleichartige Schicht sich ablagert, so finden sich zwischen den Schichten die wellenförmigen Erhabenheiten und Vertiefungen, letztere ausgefüllt von dem neu zugeschwemmten Material. Diese sog. Wellenfurchen (ripple marks) zeigen sich hauptsächlich an Sandsteinen, Grauwacken, Thonschiefern und Schieferthonen und zwar schon in sehr alten Formationen, z. B. höchst ausgezeichnet im rheinischen Schiefergebirge. Die Furchen sind dann und wann etwas gekrümmt, stets aber in ihrer grössten Erstreckung parallel, und zwar ist diese immer rechtwinkelig auf die Richtung, welche das spülende Wasser einschlug. Bisweilen werden ältere Rippen von neueren durchkreuzt und allmählich ausgelöscht. Aus den Beobachtungen von White und Siau geht übrigens hervor, dass nicht nur am flachen Strande, sondern selbst in grösserer Meerestiefe (bis zu 180 m) solche Wellenfurchen entstehen. — Joh. Walther beobachtete auch Rippelmarken als Bildungen in aeolischen windbewegten Wüstensandablagerungen und zieht den Schluss, dass dieselben kein

specifisches Product von Wasserwellen sind (Abhandl. k. sächs. Ges. d. Wiss. XVI. 1891. 525).

In gleicher Weise, wie die Wellenspuren, hat man auch an einigen Orten Eindrucks-Spuren von »vorweltlichen« Regentropfen zwischen den Schichten beobachtet, welche, während diese sich bildeten, etwa zur Zeit der Ebbe auf ihre noch weiche Oberfläche niedergefallen sind; sie stellen sich als unregelmässig nahe aneinander gereihte kleine runde Vertiefungen mit schwach erhöhten Rändern dar, welche von der nächsten Sand- oder Schlammschicht überdeckt, so dem heutigen Tage als Denkmale meteorologischer Processe erhalten blieben, die vor Millionen von Jahren stattfanden. Cunningham und Buckland beobachteten und erklärten diese eigenthümliche Erscheinung zuerst. Von besonderer Schönheit und Deutlichkeit finden sich diese Spuren »fossiler Regentropfen« in dem Triassandstein des Corse-hill-quarry bei Annan in der südlichen Grafschaft Dumfries; auch im permischen Sandstein von Storeton-hill in Cheshire, im bunten Sandstein auf dem Wege von Plombières nach dem Ajol-Thal in den Vogesen, in der Chirotherienzone des deutschen Buntsandsteins. Lyell traf sie auf den Sandsteinen von Newmark in New-Jersey, R. Brown im Schieferthon der Steinkohlenformation vom Cape Breton. — Whitney und Desor glaubten, dass diese rundlichen Vertiefungen nicht durch Regentropfen, sondern durch Luftblasen entstanden sind, welche unter dem angespülten Sand begraben wurden, und zerplatzend den Sand um sich herum aufwarfen. Auch Bronn erklärte sich gegen die Deutung dieser Gebilde als Spuren von Regentropfeneindrücken. J. Uhl beschrieb dagegen nachweisbare Spuren von Regentropfen, gebildet auf sehr feinen in Teichen abgesetzten Schlämm-Massen in der Lindener Mark bei Giessen, welche durch künstliches Schlämmen von mulmigen Eisenerzen geliefert worden waren.

Vgl. Froriep's neue Notizen 1839. XI. 134.
Lyell in Royal institution of Great Britain. 4. April 1851; auch Quart. journ. geol. soc. 1851. 239.
Whitney und Desor im N. Jahrb. f. Min. 1852. 110.
Bronn im N. Jahrb. f. Min. 1857. 407.
Marcel de Serres (Plombières), Comptes rendus LIII. 1861. 649.
J. G. Bornemann, Über den Buntsandstein in Deutschl. u.s.w. Jena 1889. 21.
J. Uhl, 28. Bericht d. oberhess. Gesellsch. f. Nat.- und Heilk. 1890. 132.

Die Schichtenflächen haben wie den Wellenschlag und die Regentropfen, so auch die Fussstapfen von Thieren in höchst getreuen Abdrücken bewahrt. Die Thiere, welche über noch nicht völlig erhärtete thonige oder sandige Schichten wandelten, mussten auf der Oberfläche derselben das plastische Bild ihrer Fusssohle als vertieften Eindruck zurücklassen. Neu zugeschwemmtes deckendes Material oder Flugsand füllte diese Vertiefungen aus, daher gewahrt man jetzt an der Unterfläche der oberen Schicht die Fussstapfen im Relief, im Abguss, an der Oberfläche der unteren Schicht dieselben als Eindruck. Diese Thierfährten, auch Ichniten genannt, werden immer reihenweise so geordnet angetroffen, wie die Thiere einherschritten: man kann daraus Art, Grösse und Rich-

tung des Schrittes erkennen, bei Vierfüsslern überdies Hinterfuss und Vorderfuss im Abdruck unterscheiden. Wegen der Ähnlichkeit mit der menschlichen Hand nannte man anfangs das problematische Thier, dem solche Fussstapfen angehörten, Chirotherium. Allmählich haben sich die bekannten Vorkommnisse, die sich meist in Sandsteinschichten von hohem Alter finden, sehr gehäuft.

Zuerst beobachtete im Jahre 1828 diese Thierfährten Duncan in dem Buntsandsteinbruch von Corncokle-Muir in der Grafschaft Dumfries, wo viele mit ihnen versehene Schichten über einander liegen. Grosses Aufsehen in Deutschland machte 1833 der Fund gewaltiger bis zu 1 Fuss grosser Thierfährten im Buntsandstein bei Hessberg im Werrathal unweit Hildburghausen (Sickler, Sendschreiben an Blumenbach über die höchst merkwürdigen Fährten urweltlicher Thiere), welche Owen einem Labyrinthodon (Chirotherium Barthi genannt) zuschrieb. Auch zu Neuenstein in Württemberg wurden sie später entdeckt. Den Hessbergern ähnliche Fussspuren, aber in noch älteren, der Steinkohlenformation angehörigen Sandsteinen fand King 1844 am Chestnut-Ridge, 27 engl. Meilen von Greensburgh in Pennsylvanien. Merkwürdig sind die Vogelfährten (Ornithichniten) aus den Sandsteinschichten der Steinkohlenformation im Thale des Connecticut, welche schon 1801 entdeckt, aber 1836 erst von Hitchcock beschrieben wurden. Sie sind von colossalen Dimensionen, 15—18 Zoll lang; die grösste Art dieser Vögel (Ornithichnites giganteus) machte Schritte von 4—7 Fuss, also weiter als der Strauss. Diese Reliquien der, wie es scheint, hier ohne weitere Reste spurlos verschwundenen Vögel finden sich in grosser Verbreitung das ganze Connecticutthal aufwärts bis in das nördliche Massachusetts; nach J. Deane kommen ebenfalls Spuren von Schildkröten, Sauriern, Batrachiern, Krebsen und Würmern in diesen Schichten vor. Vielleicht stehen mit jenen Vogelfährten die Funde von Schwanzwirbeln, Theilen von ulna, radius, tibia u. s. w. bei Springfield in Massachusetts in Verbindung, welche Hitchcock 1865 aufdeckte (Megadactylus polyzelus genannt), und welche E. D. Cope im Amer. journ. Bd. 49, S. 390 beschrieb. Den Hessbergern ähnliche, aber bedeutend kleinere Fährten (Chirotherium Geinitzi) entdeckte 1876 Hornstein in dem dünnplattigen Buntsandstein bei Karlshafen a. d. Weser. Der Hastingssand beim Bad Rehburg in Hannover führt nach Struckmann ausgezeichnete dreizehige Fährten (bis 40 cm lang) eines Vogels oder Reptils, sehr ähnlich den sog. Ornithoidichniten aus den übereinstimmenden Schichten von Hastings in Sussex. Auch bis in jüngere Gesteine reichen die Fährtenabdrücke hinauf. Desnoyers fand in den tertiären Gypslagern von Montmorency Fährten von Hufthieren, Krokodilen, Schildkröten, Vögeln.

Lyell beobachtete in Nordamerika an dem rothen Schlamm zerstörter Sandsteinfelsen, den der Lorenzstrom mit sich führt und zur Zeit der Fluth absetzt, eine noch jetzt vor sich gehende Bildung von Fährten- und Regentropfen-Abdrücken. Der Sandpfeifer (Tringa minuta) lief auf der erhärtenden Schlammschicht umher und drückte seine Zehen in ihr ab; auch wies sie noch die Spuren des einige Tage zuvor gefallenen Regens auf. Als andere Schichten sich darüber

abgesetzt hatten und das Ganze durch Einfluss der Sonnenwärme zu einem ziemlich festen schieferigen Sandstein erhärtet war, fand er auf den gespaltenen Platten desselben jene Eindrücke gerade so, wie sie sich in den älteren Sandsteinen darbieten.

Duncan in Transact. of the roy. soc. of Edinburgh 1828.

Über die Ornithichniten im Sandstein des Connecticutthales, Americ. journ. of sciences and arts. 1836. XXIX. 307 (Hitchcock) und 1841. XLI. 165.

Girard, N. Jahrb. f. Min. 1846. 1.

King in Qu. journ. geol. soc. 1846. II. 418; vgl. auch Am. journ. of sc. (2) II. 25 und N. Jahrb. f. Min. 1847. 383.

Harkness und Jardine über Thierfährten im bunten Sandstein der Grafschaft Dumfries in The annals and magaz. of nat. history (2) 1850. VI. 203.

S. H. Buckles, Vogelfährten im englischen Wealden, Qu. journ. geol. soc. X. 1854. 456.

J. Deane, N. Jahrb. f. Min. 1857. 874.

Binney, F. im Millstonegrit von Tintwistle, Cheshire, Qu. journ. geol. soc. XII. 1856. 350.

Desnoyers in Comptes rendus XLIX. 1859. 67.

Über Pseudo-Ichniten siehe N. Jahrb. f. Min. 1843. 190 und 1853. Taf. II, III und IV.

W. C. Williamson, Chirotherium-Fährten aus dem Keupersandstein v. Daresbury, Cheshire, Quart. journ. geol. soc. XXIII. 1867. 56.

Selwyn u. Dawson, Reptilienfährt. in d. Steinkohlenform. v. Nova Scotia, Geol. Magaz. 1872. 250.

Dawson, Fossile Fährten, wahrsch. v. Crustaceen in carbonischen Gesteinen von Nova Scotia, Amer. journ. of sc. (5) 1873. 16.

Hornstein, N. Jahrb. f. Min. 1876. 923.

Struckmann, N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 125.

Beyschlag, F. im mittleren Keuper d. südl. Thüringens, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 870.

J. G. Bornemann, Über d. Buntsandstein in Deutschl. u. s. w. Jena 1889. 24.

Scheibe, F. aus dem Rothliegenden von Tambach, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 364.

J. Will. Dawson, Allgemeines über Fährten, Quart. journ. geol. soc. XLVI. 1890. 595.

Wenn die Oberfläche einer Schlammschicht rasch eintrocknete, so erlitt sie manchmal, wie erhärtender Thon es zeigt, eine Zerberstung in Spalten, die nach allen Richtungen hin unregelmässig sich zertheilen und einander durchkreuzen. Wird nun neues Material darüber gespült, so muss dasselbe in ganz ähnlicher Weise, wie es die Fussstapfen ausfüllt, auch in diese Risse eindringen. Nach dem Festwerden der Schichten sieht man also beim Loslösen derselben auf der Unterfläche der bedeckenden Schicht die Reliefbilder der Spalten als ein vielverschlungenes N e t z w e r k von wulstförmig hervorstehenden Adern und L e i s t e n. Solche rippenartige Abgüsse von Rissen hat man hier und da in älteren Gebirgen gefunden, namentlich sehr ausgezeichnet zu Hessberg bei Hildburghausen. Überhaupt erscheinen sie häufig in Verbindung mit Fährten und sie setzen dann stets durch die letzteren hindurch, da diese, welche in dem plastischen Schlamm sich bildeten, früherer Entstehung sind, als die Risse, welche erst während der Erhärtung des Schlamms sich öffneten.

Verwandter Bildung sind eigenthümliche krystallähnliche Gestalten, welche an manchen Orten die Schichtungsflächen von Schieferletten, Mergeln, Kalksteinen, sehr häufig auch von Sandsteinen bedecken und aus einer mit diesen Ge-

steinen übereinstimmenden Masse bestehen. Diese Formen bilden meist etwas verzerrte Hexaëder mit eingedrückten Flächen und es ist wohl niemals zweifelhaft gewesen, dass sie Pseudomorphosen nach Kochsalz sind, zumal sie auch die anderen treppenförmig vertieften charakteristischen Krystallgestalten desselben nachahmen und hauptsächlich nur in solchen Schichtensystemen vorkommen, welche auch sonst salzführend sind. An der Oberfläche des als weicher Schlamm abgelagerten Mergels, Schieferlettens und Sandsteins entstanden aus darüberstehendem Salzwasser Kochsalzwürfel, welche sich auch nach unten in die weiche, nachgiebige Masse eingreifend bildeten; es lagerte sich eine neue Schicht darüber ab, wodurch die noch nicht vollständig erhärteten Kochsalzkrystalle manchmal verdrückt und verschoben wurden. Zugleich aber wurden sie durch die Feuchtigkeit der neuen Schicht aufgelöst, deren noch weiches und plastisches Material sich in die leeren Räume eindrückte, welche durch die aufgelösten Krystalle in der unterliegenden mittlerweile bereits erhärteten Schicht gebildet waren. Die Krystallgestalten zeigen sich daher ganz analog den Thierfährten an der Unterfläche der Schichten. Bei Eicks unweit Commern in dem Eifeler Muschelkalk finden sich nach Nöggorath auch vierseitige quadratische Pyramiden, deren gleichschenkelige Dreiecksflächen parallel mit ihren Basen treppenartig gefurcht sind; sechs solcher Formen gehören zusammen und bilden in ihrer Vereinigung den getreuen Abguss der bekannten Krystallskelette des Salinenkochsalzes. Ähnliche Formen beschrieb Hausmann aus dem Muschelkalk des Schiffenbergs oberhalb Hehlen und fand der reitende Förster Strüver am Feldberg bei Hohe und in der Gegend von Bodenwerder an der Werra, wo sie bisweilen fast ganze mergelig-kalkige Schichten zusammensetzen.

Vorwiegend sind die Triasschichten, u. a. die hauptsächlich salzführenden, die Fundstätten dieser Kochsalzformen. Bekannt durch die Menge derselben ist der sog. krystallisirte Sandstein des mittleren Keupers aus der Gegend von Esslingen, Stuttgart und Tübingen; in ungeheuerer Zahl finden sie sich in einem grünlichen Mergel von Gössling bei Ips in Oberösterreich mit Gyps und Mergel erfüllt. Auch die rothen Mergel von Berchtesgaden, die Salzthone von Aussee, Hallein und die bunten Mergel und Sandsteine von Fulda sind reich daran. Nach Ormerod kommen sie in den zum Keuper gehörigen »Waterstone Beds« in dem grösseren Theile der Verbreitung der englischen Trias vor, bei Blackbrock unfern Taunton in Somerset, in Nottinghamshire, Cheshire, Worcestershire, Gloucestershire, bei Salcombe Mouth in Devonshire. Im Mergel des Steinsalzgebirges von Soovar in Ungarn zeigen sich ebenfalls diese Erscheinungen: ein einziges Gypsindividuum nimmt, von einer Dolomitrinde umgeben, die Stelle des fortgeführten Steinsalzes ein. Stelzner beobachtete sie auf den Flächen der Sandsteinplatten in der Sierra de los Angulos (argentinische Republik), wo die verdrückten Hexaëder, mit flachgewölbten runden Protuberanzen in Verbindung stehen, welche ihm als Ausfüllungen von blasen- und warzenförmigen Salzefflorescenzen gelten. — Bis in die salzführenden Obersilurschichten des Staates New-York reichen diese Bildungen (hoppers genannt) hinunter. Lewis Beck und Lardner Vanuxem

fanden sie sehr ausgezeichnet zu Lenox in Madison Co., am Nine-Mile-Creek und zu Camillus in Onondaga Co., wo ein Mergellager von mehreren Fuss Mächtigkeit fast ganz aus solchen treppenförmigen Pyramiden zusammengesetzt ist, von denen die grössten 8 Zoll Durchmesser besitzen.

Jordan in Mineralogische und chemische Beobachtungen und Erfahrungen, Göttingen 1800. und Jäger, Denkschr. der Ärzte und Naturf. Schwabens. 1805. I. 293 beschrieben sie zuerst.

Eaton gab die erste Erklärung in The Am. journ. of sc. XV. Nr. 2. 1829.

v. Alberti, Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers 1834. 147 u. 188 über die krystallisirten Sandsteine.

Lewis Beck, Geological survey of the state of New-York I. 1838. 15 u. 285.

Nöggerath in N. Jahrb. f. Min. 1846. 307 und in Verhandl. des Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. und Westph. 1854. XI. 385.

Hausmann, Nachrichten von der G. A. Universität u. d. K. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 1846. 113 u. 225 und Karsten's u. v. Dechen's Archiv 1847. 494.

Haidinger in Poggend. Ann. LXXI. 247 und den Naturwiss. Abhandl. I. 1847. 65.

Gutberlet, N. Jahrb. f. Min. 1847. 405 u. 513 beschrieb die hessischen.

M. J. Fournet, Histoire de la Dolomie 1847. 117.

Strickland, Qu. journ. of the geol. soc. 1853. IX. 5 führt sie aus dem englischen Keuper auf.

Andrae, Verhandl. des nat. Ver. der Rheinl. und Westph. 1861. 73. N. Jahrb. f. Min. 1861. 573 (Oberweis unweit Bitburg, Eifel).

W. Ormerod, Quart. journ. geol. soc. XXV. 1869. 50.

Stelzner, Tschermak's Mineral. Mittheil. 1873. 251.

Es seien an dieser Stelle auch die eigenthümlichen Stylolithen erwähnt, über deren Natur und Bildungsweise lange gestritten wurde. Es sind geradegestreckte, im Umriss cylinderförmige, stengelartige Gestalten, mit einer zarten scharfen Längsstreifung, wie sie gespaltenem Holz eigen ist, oft auch mit einer leichten Querrunzelung versehen; die Längscannelirung verursacht oft den Eindruck »als ob die Stylolithen durch ein Drahteisen gezogen seien« (v. Alberti). Sie finden sich in Kalken und Mergeln, am vorzüglichsten in denen der Muschelkalkformation und bestehen immer aus derselben Masse wie das sie enthaltende Gestein. Zwischen dem Stylolithen und dem umgebenden Gestein, in welchem seine Oberflächenform abgedrückt ist, zeigt sich meistens eine schmale Fuge, die entweder leer oder mit Letten oder mit Eisenocker erfüllt ist, so dass der Stylolith sich herauslösen lässt. Die Grösse schwankt von einem Zoll bis zu einem Fuss, die Dicke von wenigen Linien bis über einen Zoll, die Richtung ist meistens senkrecht auf den Schichtungsflächen; man findet sowohl aufrecht stehende Stylolithen, solche, welche oben mit einer horizontalen oder schiefen Endfläche abgegrenzt sind und nach unten mit der unterliegenden Schicht verfliessen, als auch niedersteigende Stylolithen (Gegenstylolithen Quenstedt's), welche oben mit der Schicht zusammenhängen und unten mit einem Abschnitt endigen. Oft entsteht dadurch ein förmlich zahnartiges Ineinandergreifen der Schichten, wie es Hundeshagen vom Weimarstein beschreibt und mit der Sutur der Schädelknochen vergleicht. Die regelmässigeren Stylolithen tragen auf ihrer Endfläche nicht selten eine Muschel oder das Stielglied eines Encriniten und es entsprechen als-

dann nach den Beobachtungen Quenstedt's die Rippen und Furchen auf der Cylinderfläche des Stylolithen genau den hervortretenden Zacken und einspringenden Winkeln am Rande der Muschel oder des Stielgliedes. Die Enden der unregelmässiger geformten, welche die grössere Zahl ausmachen, sind meistens mit Letten bedeckt.

Am ausgezeichnetsten und deutlichsten sind die Stylolithen aus dem Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin, denen Klöden zuerst den Namen gab. Man hat sie auch in Zechsteinkalken sowie in den Mergeln des Buntsandsteins und der Juraformation nachgewiesen. Stylolithen im Zechstein erwähnen Geinitz von Corbusen bei Ronneburg in Sachsen und v. Dechen von Hasel in Schlesien; hierher gehören auch die ausgezeichneten vom Weimarstein bei Allendorf an der Werra. Nach Richter kommen stylolithische Bildungen nicht nur durch das ganze Zechsteinflötz des s.ö. Thüringens, sondern auch in dem zu demselben gehörigen Brauneisenstein vor (Zeitschr. geol. Ges. XXI. 1869. 422). — Die Entstehung der Stylolithen ist in mancherlei Weise gedeutet worden. Quenstedt hielt sie zuerst für Ausfüllungen von Hohlräumen, welche durch das Aufwärtsbewegen von Muschelschalen in noch weichem Gestein entstanden seien. Plieninger glaubt, dass senkrechte Zerklüftungen, wie sie in eintrocknendem Schlamm entstehen, den Anstoss zur Stylolithenbildung gegeben haben; die so hervorgerufenen säulenförmigen Gestalten konnten durch Regen eine gefurchte Oberfläche erhalten. Durch v. Cotta und Rossmässler wurden die Stylolithen in Verbindung mit den Eisstengeln gebracht, welche im Winter sich aus dem Boden erheben. Man hat auch (zuerst Fallati in Wildbad und Quenstedt) die Stylolithen mit den Gletschertischen oder den kleinen Erdpyramiden verglichen, welche sich säulenförmig erheben, indem ihre Umgebung durch Regen weggewaschen wird, während sie selbst durch ein aufliegendes Steinchen geschützt werden. Dafür hat sich noch E. Weiss ausgesprochen, welcher auf Grund von Beobachtungen in einem Buntsandsteingebiet jeden fremden Körper, eine Muschelschale, ein Stückchen Letten, ja ein oberflächlich erhärtetes weil getrocknetes Kalktheilchen die Rolle der schützenden Decke spielen lässt, wobei dann das herabrieselnde Wasser die übrige Zwischenmasse immer mehr wegführt und so den Stylolithen herausmodellirt. Quenstedt's spätere Ansicht über den Bildungshergang ist: zwei Schichten wurden übereinander abgelagert, getrennt durch Muscheln und eine Lettenschicht. Die beiden Schichten hatten verschiedene Härte, durch den Druck der auflagernden Massen riss die Lettenschicht und die untere und obere Bank drangen ineinander, wodurch die Stylolithen entstanden. Zelger hat den Stylolithen eine ausführliche Abhandlung gewidmet, in welcher er zu dem Resultat gelangt, dass eingeengte Gase durch die noch weiche, plastisch zähe Masse der Sedimente entwichen, und dass es die Ausfüllung des Abzugsweges ist, was jetzt als Stylolith vorliegt. Gümbel legte namentlich darauf Gewicht, dass die Stylolithen, insbesondere jene von Rüdersdorf, oben eine Thonkappe tragen, die ohne Zweifel der thonigen oder mergeligen Lage entstammt, welche die den Stylolithen einschliessende Gesteinsschicht nach unten abgrenzt; sie ist ein mit der Stylolithenmasse aufwärts

gestiegener Theil dieser unteren thonigen Lage. Er denkt sich, ähnlich wie Quenstedt, die Stylolithen innerhalb mehrerer aufeinanderlagernder, durch thonige oder mergelige Zwischenlagen abgetrennter Kalkschlammschichten dadurch entstanden, dass bei dem ungleichen Verhalten während der Austrocknung oder Verfestigung die Thon- und Mergellage sich zusammenzog und rissig in kleine Stückchen klüftete, wodurch die bisher bestehende Gleichgewichtslage der zwei aufeinanderruhenden Kalkschichten gestört wurde, ferner die auflagernde Kalkmasse einen Druck auf die unterliegende ausübte und, entsprechend der bei dem Austrocknen entstandenen Raumverminderung, sich senkte und so einzelne kleinere, durch das Zersprengen der Thonlage abgetrennte Partieen der unteren Masse zu einer aufsteigenden Bewegung veranlasste. Das durch Zerreissung der unteren Thonlage abgetrennte Thonstück erscheint als Kappe des Stylolithen. — Die Stylolithen erinnern an die von englischen Bergleuten Creeps genannten Auschwellungen und Eintreibungen des unterlagernden Schieferthons in die zwischen stehengebliebenen Kohlenpfeilern ausgehauenen parallelen Strecken oder Galerieen; das sattelförmig sich emporwölbende Liegende füllt zuletzt die Strecken bis zur Firste aus; vgl. darüber Ausführliches in Naumann, Geognosie I. 943.

Freiesleben (erwähnte sie zuerst aus dem thüringer Muschelkalk), Geognostische Arbeiten I. 1807. 69.
Klöden, Versteinerungen der Mark Brandenburg, Berlin 1834. 288.
Virlet, Bull. d. l. soc. géol. (2) III. 327 fand bei Dijon fusslange Stylolithen.
Quenstedt, N. Jahrb. f. Min. 1837. 496 und Württemberg. naturwiss. Jahreshefte 1853. IX. 71, auch Sonst und Jetzt 1856. 55 und Epochen der Natur 1860. 200.
Plieninger, Württemberg. naturwiss. Jahreshefte 1852. VIII. 78.
v. Alberti, Württemberg. naturwiss. Jahreshefte 1858. XIV. 292.
H. v. Meyer, N. Jahrb. f. Min. 1862. 590.
E. Weiss, N. Jahrb. f. Min. 1868. 729.
Zelger, N. Jahrb. f. Min. 1870. 833.
Gümbel, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 643; auch XL. 1888. 187.

Die besprochenen Verhältnisse der Regentropfeneindrücke, Thierfährten, Leistennetze, Kochsalzpseudomorphosen finden sich natürlicherweise nur auf den Schichtungsflächen der aus dem Wasser abgesetzten Sedimente.

Lagerungsweise der Schichten. Allen auf dem Boden von Meeres- oder Seebecken unter Mitwirkung des Wassers abgesetzten Schichten war ursprünglich eine horizontale oder nur sehr wenig geneigte Lage eigen. Allein verhältnissmässig selten ist dieselbe bei ihnen bewahrt geblieben; wo dieselbe nicht mehr angetroffen wird, muss eine jede stärkere Abweichung von der Horizontalität der Einwirkung späterer Einflüsse, einer Dislocation und gewaltsamen Störung des ursprünglichen Schichtenbaus zugeschrieben werden. Die Dislocationen geben sich kund: a) durch eine einseitige Aufrichtung der Schichten unter Beibehaltung ihrer ebenflächigen Ausdehnung; b) durch eine Faltung, Biegung oder Knickung, welche durch eine Horizontalbewegung (Seitenschub, Tangentialschub, Stauung) hervorgebracht wurde; c) durch Verschiebungen eines in Folge von radialen Verticalbewegungen zerspaltenen Schichtencomplexes (Verwerfungen).

Die einseitige Aufrichtung der Schichten kann bis zur verticalen Stellung,

ja bis zur sog. überkippten Stellung gehen, wenn der Neigungswinkel 90° überschreitet, so dass die Unterfläche zu oberst gekehrt ist. — Eine Lagerung, bei welcher die Schichten mit rundlichen Biegungen niederwärts gekrümmt sind, so dass jede einzelne eine Concavität darstellt, heisst eine Mulde oder Synklinale; sind dagegen die Biegungen in ähnlicher Weise aufwärts gerichtet, so dass eine convexe Krümmung derselben entsteht, so wird dies als Sattel oder Antiklinale bezeichnet. Die beiden auf einander zu- oder von einander abfallenden Theile eines so gebogenen Schichtengebäudes nennt man die Flügel der Mulde oder des Sattels. Mulden und Sättel, in grösserem oder kleinerem Maassstabe, erscheinen sehr häufig in manchfacher und zahlreicher Repetition mit einander verbunden über weite Gebiete verbreitet. Wenn sich, wie dies meist der Fall ist, eine Mulde seitlich unmittelbar an einen Sattel anschliesst, so sind dieselben Schichten, welche für die Mulde den Muldenflügel bilden, zugleich für den benachbarten Sattel der Sattelflügel. Nicht selten ist der Fallwinkel zweier Flügel eines Sattels oder einer Mulde verschieden; während z. B. der eine Flügel nur eine geringe Neigung besitzt, fällt der andere unter starkem Winkel ein oder steht fast senkrecht. Bisweilen fallen die beiden Flügel einer und derselben Mulde oder eines und desselben Sattels nach derselben Gegend zu ein, was man auch als überkippte Lagerung bezeichnet; es gewinnt hier der eine Flügel das trügerische Ansehen, als ob er das Hangende oder Liegende des anderen sei. Mitunter sind die Flügel eines grossen muldenförmig und sattelförmig gelagerten Schichtensystems selbst wieder wellenförmig gewunden oder zickzackförmig gefaltet und eine Hauptmulde zerfällt dann in eine Anzahl von sog. Specialmulden und -Sätteln.

Durch die erniedrigende und abtragende Wirkung der Erosion sind die Sättel sehr häufig an der Erdoberfläche nur noch theilweise vorhanden, so dass blos die beiden Flügel eines früheren Sattels sich finden und die Sattelwendung vermisst wird. Der durch Erosion zerstörte Zusammenhang der Sattelflügel lässt sich gewöhnlich mit ziemlicher Sicherheit aus der Lage der übriggebliebenen Reste projiciren; man nennt solche projectirten Sattelwendungen, deren Lage man sich mithin in der Atmosphäre vorstellt, Luftsättel.

Fächerförmiger Schichtenbau ist derjenige, bei welchem beide nach verschiedener Richtung (widersinnig) fallenden Theile (Flügel) durch verticale Mittelglieder miteinander in Verbindung stehen. Man unterscheidet aufrecht- und verkehrt-fächerförmige Schichten: die ersteren divergiren in ihrer Stellung nach oben, sind also synklin, die letzteren convergiren nach oben, sind also antiklin ausgebildet. Namentlich bei den krystallinischen Schiefern ist der fächerförmige Schichtenbau sehr vielfach verbreitet.

Die Mulden- und Sattelbildung stellt sich jedoch noch als eine regelmässige Erscheinung dar gegenüber jenen vielfachen, seltsamen und bizarren Windungen, Fältelungen, Verdrehungen und Stauchungen der Schichten, welche so häufig vorkommen. Alle diese Phänomene aber des stark gebogenen Schichtenbaus lassen sich genetisch durch eine rechtwinkelig auf die Streichungslinie erfolgte seitliche Pressung und Zusammenschiebung erklären.

Dislocationserscheinungen der Schichten von besonderer Art, nämlich solche, welche aus Verticalbewegungen hervorgingen, sind die Verwerfungen, auch Verschiebungen, Sprünge oder Wechsel genannt (faults, failles): Schichtenmassen, welche ursprünglich zusammenhingen, sind durch einen Riss oder eine Spalte von einander getrennt, und es hat dabei eine gegenseitige Verrückung oder Verschiebung in der Lage der isolirt gewordenen Gebirgstheile stattgefunden. Die Spalte, längs welcher eine Verwerfung eintrat (die Verwerfungsspalte) erscheint, wenn sie einigermassen breit war, durch eine Gangmasse ausgefüllt oder auch als leere schmale Kluft. Gewöhnlich hat die Verwerfung in der Weise stattgefunden. dass die Schichten, welche sich im Hangenden der Spalten befanden, abwärts bewegt wurden, eine Senkung erlitten. In vielen Fällen ist aber auch die Verwerfung dadurch bewirkt worden, dass die im Liegenden der Spalte befindlichen Schichten in ein höheres Niveau gehoben wurden; Beispiele sind gleichfalls bekannt, dass die hangenden Schichten emporgerückt wurden (sog. Überschiebungen). — Die Dislocation durch Verticalbewegung kann auch in der Weise vor sich gehen, dass der Zusammenhang der Schichten dabei gewahrt wird, welche dann durch eine ununterbrochene, steil geneigte oder verticale Biegung mit einander verbunden sind; man nennt diese Erscheinung, welche gewissermassen eine Verwerfung ohne Bruch darstellt, eine Flexur oder Tafelabbiegung. — Vgl. namentlich über die Dislocationen die vortreffliche französisch-deutsche Schrift von de Margerie und Heim: Les dislocations de l'écorce terrestre, Zürich 1888.

Was die gegenseitige Verbindung zweier verschiedener aneinandergrenzender geschichteter Gebirgsglieder anbelangt, so sind dabei zweierlei Verhältnisse kurz ins Auge zu fassen. Es erscheint entweder ein Parallelismus der Schichten und alsdann nennt man die Lagerung eine gleichförmige, concordante; oder es besteht zwischen zwei aneinandergrenzenden Schichten kein Parallelismus, dieselben befinden sich in einer ungleichförmigen, abweichenden oder discordanten Lagerung, wie z. B. wenn auf stark geneigten Schichten andere horizontal gebettet sind. Die grösste Abweichung der Lagerung stellt der Fall dar, dass Schichten rechtwinkelig aufeinander stehen. Während die gleichförmige Lagerung stets auf einen ruhigen und ungestörten, in den meisten Fällen auch auf einen stetig und anhaltend hintereinander erfolgten Absatz derselben hinweist, zeigt die ungleichförmige Lagerung deutlich an, dass der Absatz der einen und derjenige der anderen Schichten durch eine Zwischenzeit getrennt war, in welcher gewaltsame Ereignisse stattfanden, wodurch die ältere unten liegende Schichtenfolge mehr oder weniger bedeutende Dislocationen erlitt: der Act der Hebung erfolgte nach dem Absatz des unteren davon betroffenen Schichtensystems und vor demjenigen des oberen davon unbeeinflussten, discordant mehr oder weniger horizontal darüber gelagerten. An der Hand dieser Verhältnisse ist man im Stande, die Zeit, zu welcher solche Dislocationen sich ereigneten, mit grösserer oder geringerer Genauigkeit zu bestimmen, wenn die Bildungszeiten der beiden discordant gelagerten Schichtensysteme bekannt sind.

2. Lagerungsformen der eruptiven Erstarrungsgesteine.

In der Art, wie das Erstarrungsgestein jetzt vorkommt, gibt sich die Natur der Lagerstätten zu erkennen, welche das Eruptivmagma unmittelbar vor seinem Festwerden eingenommen hat. Man kann die altbekannten Einzelfälle mit v. Richthofen zusammenfassen in

A. Endogene oder subterrane Lagerstätten: der Bildungsvorgang ist entweder Injection in vorgebildete Hohlräume oder Intrusion in Räume, welche sich das eingepresste Magma durch Auseinandertreiben des Gesteins selber schuf; hierher gehören: a) Gänge, b) Stöcke, c) Intrusivlager, d) Lakkolithen.

B. Exogene oder superficielle Lagerstätten: gebildet durch Ejection und Effusion des überquellenden Magmas an die Erdoberfläche: e) Decken, f) Ströme, g) Kuppen.

Gänge (veins, dykes, filons).

Gänge, unter denen es sich hier um diejenigen eruptiven Materials handelt, sind Ausfüllungen von früheren Spalten, welche in dem festen Gestein gerissen waren; sie stellen sich als mehr oder weniger plattenförmige Parallelmassen dar, welche sowohl die geschichteten als die massigen Gesteine unter den verschiedensten Winkeln, je nach dem Verlauf der ursprünglichen Spalte mit sog. durchgreifender Lagerung durchschneiden; je nach den Contouren und Dimensionen der früheren Spalten verlaufen die Gangkörper aber auch in minder vollkommen parallel geformte Massen, bis sie sich der Gestalt sehr langgestreckter Stöcke nähern (vgl. diese). — Die zu Grunde liegende Spaltenbildung selbst ist ein Theil der mit den Eruptionen zusammenhängenden und in ihrem Gefolge fortsetzenden tektonischen und Erstarrungs-Vorgänge.

In den geschichteten Gesteinen erscheinen in Verbindung mit denjenigen Gängen, welche die Schichten unter einem bald grösseren, bald kleineren Winkel durchschneiden, auch solche, welche den Schichten, zwischen denen sie eingeschlossen sind, streckenweise parallel laufen, sog. Lagergänge; so kommt es vor, dass ein die Schichten quer durchschneidender Gang plötzlich einen den Schichten parallelen Verlauf annimmt, um nach einiger Erstreckung abermals umbiegend, wieder die Schichten zu durchsetzen; mitunter wiederholt sich diese Richtungsänderung mehrfach hintereinander; wo jener Parallelismus vorliegt, gewinnt der Gang local die Erscheinungsweise eines intrusiven Lagers. Gangstöcke nennt man diejenigen gangartigen Gebirgsglieder, welche sich durch ihre Dimensionen als Stöcke (vgl. letztere) darstellen, während ihre anderen Verhältnisse, namentlich ihre Bildung durch Spaltenausfüllung, sie als Gänge erscheinen lassen. — Die Längsrichtung des Ganges mit Bezug auf den Meridian heisst sein Streichen, die Neigung desselben gegen den Horizont sein Fallen. Den

Durchmesser des Ganges bezeichnet man als seine Mächtigkeit, die Grenze desselben gegen die Gebirgsoberfläche als das Ausgehende, Ausstreichen. Es gibt Gänge, welche nicht zu Tage ausgehen; in diesem Falle hat sich entweder das Aufreissen der früheren Spalte in dem Gestein nicht bis zur Oberfläche desselben erstreckt, oder es ist demjenigen Gestein, welches den Gang umschliesst, eine jüngere Gebirgsbildung erst dann aufgelagert worden, nachdem jener bereits gebildet war. Diejenige Gesteinsmasse, welche einen Gang unmittelbar umschliesst, heisst das Nebengestein; wenn der Gang nicht vollständig senkrecht (seiger) steht, so wird derjenige Theil seines Nebengesteins, welcher über ihm liegt, das Hangende, der unter dem Gang befindliche das Liegende genannt. Die Grenze zwischen Nebengestein und Gang ist das Salband des letzteren.

Die Dimensionen der Gänge zeigen sehr bedeutende Verschiedenheiten: bald besitzen sie nur eine Mächtigkeit von wenigen Fussen und sinken auf die von einigen Zollen herab, erreichen auch dann meistens in ihrem Streichen, in ihrer Längserstreckung rasch ihr Ende; bald sind sie 20, 100 und mehr Fuss mächtig und streichen dabei bis auf weite Erstreckung hin fort, ja es gibt Gänge, welche weit über 1000 Fuss Mächtigkeit besitzen und sich meilenweit in ihrem Streichen verfolgen lassen; die Teufelsmauer bei Böhmisch-Aicha im Bunzlauer Kreise ist ein Basaltgang von durchschnittlich 15 Fuss Mächtigkeit, welcher zwei Stunden weit fortzieht. Der Cleveland-, Cockfield- und Armathwaite-Porphyritgang kann mit etlichen Unterbrechungen von Maybecks bei Whitby bis Armathwaite im Eden Valley tracirt werden, eine Entfernung von 90 engl. Meilen, und geht wahrscheinlich noch weiter. Ein Basaltgang läuft vom Ende des Loch Goil bei Arrochar über die Lochs Lomond und Katrine, Ben Ledi durch Glen Artney bis an den Tay bei Perth, d. i. ca. 60 Miles; der Hawick- und Cheviot-dyke zieht 26 Ml. in Schottland und 26 in Northumberland einher. — Da die Gangmasse von anderer Beschaffenheit ist, als das Nebengestein und den Einflüssen der Verwitterung entweder schwerer oder leichter unterliegt, als dieses, so kommt es vor, dass das Ausgehende eines Ganges mauerartig oder coulissengleich über die Terrainoberfläche hervorragt, oder andererseits in einer grabenähnlichen Vertiefung liegt (letzteres z. B. nach Macculloch ausgezeichnet bei Strathaird auf Skye, ferner nicht minder deutlich an der SO.-Küste von Arran in Schottland). — Wie es die verschiedene Weite der ehemaligen Spalte mit sich brachte, ist die Mächtigkeit eines und desselben Ganges nicht constant, sondern Verschmälerungen oder Verdrückungen und Erweiterungen oder Anschwellungen wechseln mit einander ab. Wird der Gang fortwährend schmäler und hört zuletzt auf, so bezeichnet man dies als das Auskeilen des Ganges.

Manche grössere Gänge senden von ihrer Hauptmasse kleinere keilförmige Ausläufer in das Nebengestein aus, welche meistens von geringerer Mächtigkeit und kurzer Erstreckung sind; solche zweigförmige Anhängsel der Gänge nennt man mit Naumann Apophysen, auch wohl Ramificationen. Diese seitlichen Ausläufer durchschneiden, wie die Gänge selbst, bald das Nebengestein unter irgend einem Winkel, bald laufen sie mit den Schichtungsfugen desselben parallel. Bis-

weilen spaltet sich auch, namentlich gegen das Ende des Verlaufs, die ganze Gangmasse in zwei gleichmächtige Äste, welche man Gangtrümer nennt (der Gang gabelt sich); zertheilt er sich in mehrere Trümer, so spricht man von einer Zertrümerung desselben. Die Gabelung und Zertrümerung geht sowohl aufwärts in der Richtung der Aufsteigung des Ganges (in seiner Falllinie), als seitwärts in der Längserstreckung desselben (in seinem Streichen) vor sich.

Bruchstücke des Nebengesteins sind in den Gesteinsgängen keine seltenen Erscheinungen; sie sind meist von eckiger, scharfkantiger, seltener von abgerundeter Gestalt, sowohl in ihren Dimensionen, als in ihrer Anzahl sehr verschieden. Scheibenförmige Bruchstücke des schieferigen Nebengesteins liegen häufig parallel dem Streichen und Fallen der Gänge in deren Masse. Nach Kjerulf schliesst dicht oberhalb des Dorfes Vigo im Fassathal ein seitlich von rothem Sandstein begrenzter Gang schwarzen Augitporphyrs Partieen hellblauen Kalks ein, welche von ihrer 100—200 Fuss tiefer befindlichen Lagerstätte emporgerissen wurden (Christiania-Silurbecken 1855. 58). Bei sehr mächtigen Gängen dringen oft bedeutende Gebirgskeile des Nebengesteins, zum Theil noch mit diesem verbunden, scheinbar in die Gangmasse ein.

Der petrographische Charakter der Gänge kann durch fremdartige Einschlüsse, welche durch Aufnahme von Fragmenten des Nebengesteins und Zerspratzung derselben in das Eruptivmagma gelangt sind, local sogar in höchst auffallender Weise beeinflusst werden; von dieser Erscheinung, welche auch an einem anderen Orte zur Sprache gelangt, sei hier nur ein durch H. Credner mitgetheiltes lehrreiches Beispiel von Jägersgrün und dem Kielberg (Section Falkenstein) im Erzgebirge angeführt; die dortigen Diabasgänge durchschwärmen als Adernetz von schwärzlichgrünem Gestein den zerborstenen und gelockerten Nachbargranit 10—20 cm weit, spitzkeilförmige Apophysen dringen in den letzteren ein, indem sie Lappen und kleine Schalen des Granits theilweise oder gänzlich aus ihrem Zusammenhang mit dem letzteren trennen; die Granitfragmente inmitten des Diabases erscheinen zuweilen wiederum geborsten und gleichfalls von Äderchen des letzteren injicirt, welche sich zwischen die gelockerten Mineralbestandtheile des Granits schieben. Endlich ist auch eine völlige Zerspratzung solcher Fragmente in einzelne Körner und Krystallbruchstücke eingetreten, welche jetzt in dem dunkeln Ganggestein in Form von anscheinend dazugehörigen isolirten Einsprenglingen von Orthoklas und Quarz enthalten sind (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 706).

In manchen Gegenden setzt eine grosse Anzahl von Gängen, entweder demselben Gestein oder verschiedenen Gesteinen angehörend, auf. Bald zeigen dieselben unter einander paralleles Streichen und Einfallen, bald durchsetzen sie sich gegenseitig. Macculloch beschreibt z. B. von Swisnish-Point bei Strathaird auf der Insel Skye eine sehr beträchtliche Anzahl von Gängen eines schwarzen Basalts, welche, senkrecht stehend und unter einander parallel, horizontal gelagerte Sandsteinschichten durchsetzen; an der Ostküste von Arran laufen die mauerartig aus dem rothen Kohlensandstein hervortretenden schwarzen Basalt-

gänge zu hunderten in Reih und Glied weit in die See hinaus. Von Bedeutung ist namentlich der Fall, dass zwei Gänge, sei es verschiedener Gesteine oder desselben Gesteins, welche einander nicht parallel laufen, zum Durchschnitt gelangen, wobei die eine Gangmasse im ungestörten Verlauf durch die in ihrem Zusammenhang unterbrochene andere hindurchgeht; alsdann ist es offenbar, dass der durchschnittene Gang als älterer schon existirt haben muss, damit durch seinen Körper diejenige Spalte hindurchreissen konnte, welche später durch den jüngeren durchsetzenden Gang ausgefüllt wurde. Auch Verwerfungen, welche zwei Gänge zeigen, führen natürlich zur Erkenntniss solcher relativen Altersbeziehungen: der verwerfende Gang ist allemal jünger als der verworfene. Durch derartige Verhältnisse wird nicht nur das relative Alter von Gängen verschiedener Gesteine ermittelt, sondern sie zeigen auch, dass unter Gängen, welche einer und derselben Gesteinsart angehören, Altersverschiedenheiten obwalten. So wird am Schlossberg bei Heidelberg der Granit von zweierlei verschiedenen Gängen, ebenfalls aus Granit bestehend, durchsetzt; beide Ganggranite sind durch die Art ihrer körnigen Ausbildung bestimmt von einander unterschieden, und die eine grobkörnige Art der Granitgänge setzt mehrfach durch die andere feinkörnige hindurch; die durchsetzten letzteren sind demnach älter als die grobkörnigen Granitgänge. Nach Gümbel wird der Gneiss des Ilzthals im ostbayer. Waldgebirge sogar von drei unter einander verschiedenalterigen Granitgängen durchbrochen. Ein wahres Gewimmel von einander durchsetzenden Basaltgängen beschreibt Krug von Nidda von Djupavogr in Ostisland, welche mauerartig aus dem Tuff hervorragend, grossartige Ruinen darzustellen scheinen. Das Val del Bove am Aetna zeichnet sich durch eine grosse Menge von Lavagängen aus, welche die älteren Lavaströme, die vulkanischen Tuff- und Conglomeratschichten durchsetzen und sich gegenseitig unter den verschiedensten Winkeln durchkreuzen, indem sie verschiedenalterigen Eruptionen angehören. Die Gänge dieser festeren Massen erheben sich ebenfalls überall mauerähnlich aus den lockeren Conglomeraten.

Zeigt ein Gang säulenförmige Absonderung, so stehen die Säulen insgesammt in gesetzmässiger Weise rechtwinkelig auf der Begrenzungsfläche gegen das Nebengestein, indem von dieser letzteren aus die Erkaltung der Gangmasse erfolgte (vgl. S. 518). Die Säulen setzen also quer durch den Gang hindurch, liegen in einem senkrechten Gange genau horizontal, wie Holzscheite übereinander gepackt. Namentlich die Gänge von geringerer Mächtigkeit zeigen diese Absonderung mitunter in grosser Vollkommenheit und Schönheit. Mächtigere Gänge erscheinen oft nur an den Salbändern mit dieser regelmässigen Säulenabsonderung versehen; das Innere solcher Gänge ist alsdann nicht abgesondert, oder es besitzt eine Säulengruppirung, welche anderen Gesetzen gehorcht. So biegen sich die horizontal liegenden Säulen zuweilen von den Seiten des Ganges aus nach der Mitte zu aufwärts, wo sie unter spitzen Winkeln zusammenstossen, so dass der Durchschnitt des Ganges eine federartige oder umgekehrt büschelförmige Gruppirung der Säulen zeigt. Manchmal auch besteht das Innere des

Ganges aus ganz unregelmässig und wild durcheinander gruppirten Säulen; hier scheinen eine fortdauernde Bewegung der Massen und local wirkende Erstarrungsverhältnisse die regelmässige Säulenstellung gehemmt und gestört zu haben. Die säulenförmige Absonderung ist namentlich bei den Gängen von Lavagesteinen, Basalten (in besonderer Schönheit), Trachyten, Diabasen und Porphyren bekannt. Plattenförmige Absonderung hat sich ebenfalls in den Gesteinsgängen geltend gemacht und alsdann pflegen die Platten, gewissermassen in ihrer Längsaxe verkürzte Säulen, den Salbändern der Gänge parallel zu liegen. Auch hier ist bald die ganze Masse des Ganges in mehr oder weniger regelmässige Platten abgesondert, bald erscheint, namentlich an den mächtigeren Gängen, die Plattung nur an den Salbändern und verschwindet nach der Gangmitte zu. Ausgezeichnet an Phonolithgängen, auch an Basalt- und Porphyrgängen.

Das Gestein der Gänge lässt nicht selten eine Verschiedenheit in seiner Ausbildungsweise wahrnehmen, je nachdem man die in der Mitte befindliche oder die an die Seitenflächen des Ganges angrenzende Masse betrachtet. So ist es eine nicht gar seltene Erscheinung, dass die Structur des Ganggesteins in der Mitte deutlich krystallinisch oder grobkörnig ist und in der Richtung nach dem Nebengestein zu immer feinkörniger wird, bis endlich zunächst den Salbändern ein scheinbar dichtes oder durch einzelne Ausscheidungen porphyrisches Gestein sich zeigt. Granitgänge gehen so unzähligemal hier in porphyrische Modificationen, Doleritgänge in basaltische, Diabasgänge in aphanitische Ausbildung über, in den Porphyrgängen nehmen die Ausscheidungen aus der dichten Grundmasse nach dem Nebengestein zu an Zahl und Grösse ab und werden endlich ganz vermisst. Basaltgänge und Lavagänge verhalten sich manchmal in der Weise, dass unmittelbar an der Grenze gegen das Nebengestein eine einige Zoll dicke glasige oder halbglasige Masse ausgebildet ist, welche nach innen zu durch allmählichen Übergang in eine steinartig dichte oder selbst mehr oder weniger deutlich krystallinische Masse verläuft (siehe Basalt). Nach Darwin hat auf St. Helena fast jeder Gang ein glasiges Salband. Es ist keinem Zweifel unterworfen, dass die an den kalten Spaltenwänden vor sich gehende rasche Erstarrung des Gesteinsmaterials die Ursache war, dass es hier in glasigem Zustande fest wurde, während die Erkaltung in der Mitte des Ganges langsamer erfolgte und so ein mikro- oder makrokrystallinisches Gestein lieferte. Auch bei dem oben berührten Übergang aus körniger Medial- in dichte Lateralmasse ist dieselbe Ursache wirksam. — Gleichfalls lassen die von dem Hauptgang sich abzweigenden Apophysen oft eine andere Gesteinsausbildung erkennen, als sie dem Hauptgang eigen ist; und zwar erscheint ihr Gestein in der Regel feinkörniger; andere Verhältnisse, wo das Gestein der vom Hauptgang auslaufenden Apophysen nicht nur eine Verschiedenheit in der Structur sondern auch in der Substanz und Mineralführung aufweist, werden z. B. bei der Beschreibung der Granitgänge erwähnt. — Porphyrische Feldspathtafeln kommen, infolge von Bewegungen innerhalb des Magmas in den Gängen mitunter parallel den Salbändern gestellt vor; auch erscheinen zuweilen die porphyrischen Feldspathe in Zonen vertheilt, welche mit

den Salbändern parallel verlaufen. In Schottland sind Basaltgänge, was sonst nicht häufig zu gewahren, in sehr zahlreichen Fällen porös oder amygdaloidisch, wobei die meist rundlichen Poren gewöhnlich auf die Mitte der Gänge beschränkt und gerade in den centralen Stellen die Poren auch am grössten sind (A. Geikie).

Die sehr merkwürdige Erscheinung, dass mineralogisch und chemisch ganz verschiedene Gesteine neben einander einen und denselben Gangraum erfüllen, ist theils durch Spaltungen und Differenzirungen eines ursprünglich gleichartigen Gangmagmas in abweichendes Material zu erklären, Vorgänge, welche in Verbindung mit anderen analogen erst an einer späteren Stelle erörtert werden können. Andererseits gibt es aber auch Fälle, deren Deutung ohne die Annahme sich folgender Eruptionen verschiedenen Materials in derselben Gangspalte kaum befriedigend ausfallen kann. Auf der hangenden Grenzfläche eines den Phyllit flach durchsetzenden Ganges von porphyrartigem feinkörnigem Granit am Ziegenschacht bei Johanngeorgenstadt hat nach Schalch eine nochmalige Aufreissung stattgefunden und in diese jüngere Kluft ist Kersantit injicirt worden (N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 34). Im südl. Theil des Districts Castiadas auf Sardinien beobachtete vom Rath im Granit eine ca. 6 m mächtige Gangmasse von Quarzporphyr, in welcher, sowie zwischen welcher und dem Granit vier Dioritgänge eingeschaltet sind; bei Sta. Maria Novaresa umschliesst auch nach La Marmora ein und dieselbe Spalte im Granit sowohl Diorit als Porphyr und zwar sind beide Gangmassen bald ohne gegenseitige Beeinflussung, bald aber haben sie sich förmlich durchdrungen, so dass der rothe Porphyr mit dioritischer Hornblende, der Diorit mit rothem porphyrischem Feldspath erfüllt ist; auch auf der Insel Ogliastra sind wieder Porphyr und Diorit in einem Gangraum vergesellschaftet (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1885. 175. 192). Sofern Gänge eine Glassubstanz nicht an den Salbändern, sondern in der Mitte zeigen, wie dies z. B. nach Clough an Basaltgängen zwischen Firth of Clyde und Upper Loch Fyne der Fall, wird man wohl mit A. Geikie ein Aufreissen des Gangkörpers vor der endlichen Verfestigung und eine spätere Nachschubs-Injection mit Schmelzmagma annehmen müssen (Trans. Edinb. roy. soc. Bd. 35. 1888. 37. 39).

Stöcke (bosses, amas, typhons).

Stöcke sind irreguläre Massen von bedeutenden Dimensionen, welche, mit durchgreifender Lagerung das Nebengestein durchsetzend, sowohl innerhalb der geschichteten als der massigen Gebirgsglieder auftreten. Bei ihnen zeigt sich kein Angeschmiegtsein der benachbarten Schichten um ihren Körper, sie stecken vielfach ganz quer im Gebirge und tragen deshalb einen gangartigen Charakter. — Gangstöcke nennt man diejenigen Stöcke, welche gleichsam als sehr mächtige Gänge erscheinen, die in der Richtung des Streichens nur sehr geringe Ausdehnung besitzen (vgl. S. 539).

Die Dimensionen der Stöcke sind ungemein wechselnd, oft sehr bedeutend; man kennt Stöcke, deren grösste Länge und Breite nach Meilen gemessen wird.

Die allgemeinen Contouren der Stöcke lassen sich gewöhnlich nicht vollständig bestimmen, da sie zum grössten Theil in unbekannter Tiefe stecken und meist nur da, wo sie aus den umgebenden Gebirgsmassen hervorragen, ihr Umriss in dieser zufälligen Querschnittslinie beobachtet werden kann; hier und da haben auch bergmännische Arbeiten über die unterirdische Configuration der Stöcke Aufschluss verschafft. Der Querschnitt der Stöcke zeigt meist im Grossen und Ganzen rundliche, mehr oder weniger kreisförmige oder elliptische Umgrenzung; dabei ist indessen der Verlauf der Umgrenzungslinie keineswegs ein regelmässig stetiger, sondern es finden sich darin Aus- und Einbuchtungen von mancherlei Art und Grösse; bisweilen auch stellt sich die Querschnittslinie durch ein- und ausspringende Winkel gezackt dar. Die seitlichen Begrenzungsflächen nach der Tiefe zu haben meist eine steile, oft senkrechte Lage. Nicht selten zweigen sich von der Masse eines Stocks bald mehr bald weniger mächtige und lange Verästelungen ab, welche als Keile und Adern in den verschiedensten Richtungen in das Nebengestein hinein sich erstrecken.

Treten in einer Gegend mehrere Stöcke nebeneinander auf, so ist es häufig zu beobachten, wie sie in gesetzmässiger Anordnung vertheilt sind, sei es, dass sie in einer Richtung hintereinander liegen, wobei alsdann manchmal auch die grössten Axen der einzelnen Stöcke mit dieser Haupterstreckungslinie zusammenfallen, sei es, dass sie peripherisch um eine grössere rundliche Ablagerung gruppirt sind, wobei die Längsausdehnung jedes Stocks der an ihm vorbeigezogenen Tangente parallel ist.

Stockförmige Lagerung kommt bei sehr verschiedenen massigen Gesteinen vor. Ungemein häufig ist der Granit in der Form von Stöcken abgelagert, welche als meist elliptisch umgrenzte Massen, als sog. Granitinseln, aus dem umgebenden Terrain hervorragen. Die Gesteinsausbildung innerhalb einer Stockmasse ist hinsichtlich der Structur bald eine anhaltend mehr oder weniger gleichmässige, bald aber stellen sich innerhalb der vorwaltenden Hauptgesteinsmasse z. B. von Granit local feinerkörnige, gröberkörnige oder porphyrische Partieen ein, welche oft innerhalb des Stocks eine concentrische Anordnung und Lage besitzen oder anscheinend eine lager- oder gangähnliche Form darstellen, aber niemals scharf begrenzt, sondern stets durch Übergänge mit dem Hauptgestein verbunden sind. Dieselben müssen als schlierige Bildungen innerhalb des letzteren betrachtet werden und ihre Vertheilung steht manchmal mit dem Emporquellen des Granits in einem deutlichen Zusammenhang (vgl. Reyer, Z. geol. Ges. 1878. 25; Jahrb. geol. R.-Anst. 1878. 81; 1879. 1 und 405; 1880. 87). Sehr oft entwickelt der Stockgranit an der Grenze gegen das Nebengestein eine feinerkörnige, in seltenen Fällen eine aussergewöhnlich grobkörnige Structur.

Auch bei Gesteinen, welche durch chemischen Absatz aus Gewässern gebildet worden sind, z. B. Gyps, Steinsalz, hat man von stockförmiger Lagerungsweise gesprochen, sofern dieselben irreguläre Klumpen von bedeutenden Dimensionen bilden; die Bezeichnung ist nicht gerechtfertigt, wenn damit der Begriff einer durchgreifenden Lagerung im Nebengestein verbunden wird.

Intrusivlager (Lagergänge z. Th., sheets).

Man versteht darunter meist plattenförmige Massen von Eruptivgestein, welche (in vielen Fällen von einer grossen gang- oder stockartigen Eruptivmasse aus) zwischen die Schichten des Nebengesteins, wo der relativ geringste Widerstand obwaltete, eingepresst wurden, und also jetzt innerhalb des letzteren als mehr oder weniger regelmässige und parallele aber fremdartige Einbettungen erscheinen. Diabase, Melaphyre liefern Beispiele. Die Mächtigkeit solcher intrudirter Lager macht manchmal auch eine Emporlüftung der hangenden Gebirgstheile höchst wahrscheinlich, indem die Dimensionen der Intrusivmasse wohl vielfach die Form der Höhlung, in welche sie eintrat, übersteigen.

Ein solches subterranes Intrusivlager ist daher stets jünger nicht nur als sein Liegendes, sondern auch als sein bedeckendes hangendes Nebengestein, indem es eben zwischen beiden vorhandenen seine Stelle eingenommen hat. Manchmal kann es schwer fallen, dasselbe von einer gleichfalls in das Schichtensystem eingeschalteten effusiven Decke (S. 550) zu unterscheiden, welche als ehemaliger oberflächlicher Erguss zwar auch jünger ist als ihr Liegendes, aber allemal älter als das auf ihr erst zum Absatz gekommene Hangende. Es ist daher wegen der im Allgemeinen äusserlich ähnlichen Weise des Auftretens beider von Belang, diejenigen Momente zusammenzustellen, wodurch die Unterscheidung des abweichenden genetischen Charakters bisweilen gelingt.

Das Intrusivlager kann natürlich Ramificationen sowohl in das Hangende als in das Liegende hinein entsenden, was bei den Effusivdecken nicht möglich ist. Einschlüsse von Nebengestein können in dem Intrusivlager einerseits aus dem Hangenden, andererseits aus dem Liegenden stammen, während die Eruptivdecke solche aus dem Hangenden nicht enthalten kann. Die hangenden Schichten vermögen ihrerseits nur Bruchstücke einer Eruptivdecke, nicht solche eines Intrusivlagers zu umschliessen. Die bei Effusivdecken häufige Begleitung von Tuffen ist bei Intrusivlagern als subterranen Bildungen ausgeschlossen. Effusivdecken gewähren manchmal deutliche Anzeichen mehrerer über einander stattgefundener Ergüsse, wogegen eine solche Gliederung bei der einheitlichen Masse des Intrusivlagers nicht vorkommen kann. Contactmetamorphosen vermag das Intrusivlager natürlich nach beiden Seiten, sowohl nach dem Liegenden, als nach dem Hangenden auszuüben, die Contactwirkung auf das jüngere Hangende ist selbstverständlich bei der Eruptivdecke nicht möglich. Eine schlackige oder amygdaloidische Ausbildung der Ober- und Unterfläche ist bei der Eruptivdecke ebenso häufig, als bei dem Intrusivlager selten (Verdichtung an den Grenzflächen kann sich wohl in beiden Fällen geltend machen). Fluctuationsstructur pflegt in den Intrusivlagern nicht so entwickelt zu sein als in den Effusivdecken. Intrusivlager zeigen in der Regel kein so gleichmässiges Anhalten in Zusammensetzung und Structur wie Effusivdecken: der Mineralgehalt, das Korn wechselt oft recht rasch und in kurzen Abständen; A. Geikie (Textbook of geology 1885. 536) ist geneigt, diese Erscheinung hier nicht mit ursprünglichen Abweichungen des Mag-

mas in Verbindung zu bringen, sondern mit dem Umstande, dass gerade in solchen Intrusivlagern besonders häufig Bruchstücke des Nebengesteins zur Einschmelzung gelangen mussten.

Lakkolithen.

In den sog. Lakkolithen ist wohl eine weitere selbständige intrusive Ablagerungsform ungeschichteter massiger Eruptivgesteine anzuerkennen, welche ihrem Ursprung nach mehr den Intrusivlagern als den Stöcken verwandt ist. Mit diesem Namen (von λάκκος, Vertiefung, Grube, Cisterne) bezeichnete Gilbert Eruptivmassen von brodlaibähnlicher, unten mehr flacher und wagerechter, oben sanft gewölbter oder von glockenähnlicher Gestalt, welche zwischen vorhandene ältere Schichtgesteine auf Grund deren theilweiser Emporlüftung eingedrungen und dort zu einer solchen mehr oder weniger regelmässig eingelagerten unterirdischen Kuppel erstarrt sind.

Der Begriff der Lakkolithen entstand vor allem an den durch G. K. Gilbert untersuchten isolirten Henry Mountains im südl. Utah, den Trachytkernen des Colorado-Plateaus, welche bis zu 5000 F. über dem Plateau und bis zu 11,000 F. über See aufragend, durch natürliche Einschnitte sogar bis auf ihre Basis hinab dem geologischen Anblick erschlossen sind. Die Unterlage des Gebirges ist eine völlig ungestörte aus Sandsteinbänken und Schieferlagen aufgebaute Felstafel, deren Schichten nur im Hangenden der Trachytmassen zu Kuppeln aufgetrieben wurden. Da die einzelnen Lakkolithen in verschiedenen geologischen Stufen vom obersten Carbon bis hinauf zur Kreide und zwar vorzugsweise in minder widerstandsfähigen Schieferhorizonten — nie in den festeren Sandsteinbänken — eingebettet liegen, so konnten sie von der Erosion nicht zu gleicher Zeit erreicht und nicht in gleichem Maasse bearbeitet werden. Einige sind noch vollständig begraben, so dass nur der sedimentäre Tumulus ihre Lage verräth, andere ragen mit dem Scheitel aus der halbzerstörten Schichtenkuppel hervor, noch andere wurden aus der Sandstein- und Schieferhülle bis zur Sohle herausgeschält. Bisweilen liegen auch mehrere Lakkolithen über einander. Mit den Haupt-Intrusivmassen sind Gänge, welche die Kuppel als Netz durchziehen sowie intrusive Lagergänge verbunden; sie haben auch die angrenzenden Schiefer und Sandsteine im Contact verändert, müssen also durchweg für jünger als ihr sedimentäres Dach gelten. Übrigens ist ein unterer, etwa gangähnlicher Zufuhrcanal hier nie als solcher erblickt worden. — Der gewaltige Lakkolith des Mt. Hillers, der grösste von allen, dessen Schichtenkuppel zur Hälfte zerstört ist, erreicht eine Mächtigkeit von 2300 m und mit Horizontaldurchmessern von 4 und $3\frac{3}{4}$ Miles einen Umfang von wenigstens 16—18 km; sein Gesammtvolumen ist auf ungefähr 10 Cubikmiles zu veranschlagen. Hier und anderswo, wie am Steward- und Scrope-Lakkolith, am Sentinel Butte gewahrt man, dass die Trachytmasse unten auf einer wagerechten Sandsteinbank, auf einem ebenen Estrich aufruht. (Gilbert, Report on the geology of the Henry Mts. Washington 1877).

Wie Arch. Geikie (Textbook of geology 1885. 532) bemerkt, »was a similar

structure figured and described by C. Maclaren, Geology of Fife and Lothians (schon) 1839. 100«.

Was nun die speciellore Entstehung solcher Massen anbetrifft, so handelt es sich nach der Ansicht von Gilbert dabei überhaupt nicht um die anfängliche Präexistenz eines Hohlraums, sondern die emporquellenden Eruptivmassen wurden zwischen die Sedimente hineingepresst und sie selbst sind es, »welche die oberste nicht mehr durchbrochene Schichtenreihe zu einem mehr oder weniger symmetrischen Dome emporwölbten«. Dieser Auffassung von Gilbert (und Holmes) schliesst sich auch F. Löwl (die Granitkerne des Kaiserwalds bei Marienbad, Prag 1885) an. Schwache Intrusionen erstarrten in Lagergängen oder Blättern, starke und anhaltende dagegen lieferten mächtige Kerne, welche die überlagernden Schichten zu hohen Gewölben auftrieben. Dass die Wölbung der Schichten bruchlos vor sich ging, sei der gewaltigen Belastung zuzuschreiben: als die postcretaceischen Trachytkerne der Henry, Carriso Mts. und ihrer Nachbarn entstanden, war das Coloradoplateau noch mit der über 1000 m mächtigen Tertiärformation bedeckt, damals lagen also selbst die Lakkolithen der obersten Kreide noch tief unter der Oberfläche begraben. Die Lakkolithen des Carbons aber trugen nicht weniger als 3300—3500 m Sedimente, eine Last, unter deren Druck sich die vom Trachyt erreichten Schichten, wie Gilbert sagt, »in a quasiplastic state« befinden und ohne Bruch zu einem Dom emporwölben lassen mussten. — Suess dagegen hält es (Antlitz der Erde 1885. I. 218) für unbedingt nothwendig, dass der Injection der Eruptivmasse die Bildung eines entsprechenden Hohlraums vorausging. Der Horizontalschub habe in ungestörten Theilen der Erdkruste »durch Abhub oder Abstau« sehr grosse, mehr oder minder linsenförmige Hohlräume gebildet, in welche das Eruptivmagma »sofort« und soweit eintrat, als der Abstau reichte, die Decke verändernd und Gänge in ihre Spalten entsendend, worauf die Masse, welche er einen Batholithen (richtiger Bathylithen) zu nennen vorzieht, erstarrte. Zwischen den Lakkolithen von Gilbert und den Batholithen von Suess würde daher immerhin ein Unterschied in der Entstehungsmodalität obwalten, wenn auch die Massen selbst nach ihrer Ablagerung identisches Gepräge tragen. Die unzweifelhafte Horizontalität der Unterlage lässt sich indessen nur schwer mit einem »Abstau« im Sinne von Suess vereinigen.

Ausser den erwähnten trachytischen werden in Amerika auch die granitischen Massen der Elkhead Mts. in Colorado zu den Lakkolithen gezählt. Nun sind auch in anderen Gegenden manche Granitmassen bekannt, welche, indem sie folgende Merkmale an sich vereinigen, lakkolithischer Natur zu sein scheinen: 1) sie liegen eingebettet in alten geschichteten Gesteinen, namentlich Schiefern, welche sich, im Gegensatz zu den Stöcken, um ihre soweit erkennbar unregelmässige Brod- oder Kuchenform herumschmiegen; aus dieser conformen Hülle wurden sie später durch Denudation herausgeschält. 2) sie haben Contactwirkung nicht nur nach den Seiten, sondern auch nach oben ausgeübt, sind also jünger als ihr Dach; 3) sie entsenden mehrfach Apophysen nach der Seite oder auch nach oben. Hierher gehören z. B. die Granite von Barr-Audlau und Hohwald in den Vogesen.

Namentlich lehrreich ist der Gipfel des ca. 380 m hohen Hörtekollen in Lier (Christianiagebiet), wo die unteren Theile aus ziemlich grobkörnigem Biotitgranit bestehen, der nach oben immer feinkörniger wird, und dann darüber eine ca. 100 m hohe schroffe Wand von metamorphosirtem Silurkalk und Schiefer aufsteigt, welche wie eine uhrglasförmige Schale die gewölbte auf- und absteigende Oberfläche der Granitgrenze bedeckt, von zahlreichen aufsteigenden Apophysen des Granits durchzogen (vgl. Brögger, Z. f. Kryst. XVI. 1890. 73, der dies für das typischste Beispiel eines Lakkolithen erklärt). Eine völlige Parallele mit den amerikanischen Vorkommnissen zieht F. Löwl für die Granitkerne des Kaiserwalds bei Marienbad, wobei er bemerkt, dass wenn sie in Hohlräumen erstarrt wären, die vorher durch Abstau geöffnet wurden, sie sich an den Rändern allmählich und in spitzen Winkeln auskeilen müssten, während sie zwar durchweg flache Scheitel aber ausserordentlich steile Flanken aufweisen, an denen sich das Schiefergebirge anschmiegt. — Anders ist, wie zur Betonung des Unterschieds zwischen Lakkolithen und Stöcken hervorgehoben sei, die tektonische Stellung von Granitmassen im Westflügel des Erzgebirges. Schon Naumann wies 1845 mit Nachdruck darauf hin, dass »die Grenzen der Eibenstocker Granitpartie völlig unabhängig sind von dem Streichen des Schiefergebirges und dass durchaus kein gleichzeitiges Anschmiegen des Schiefers an den Granit, keine solche Umhüllung des letzteren durch den ersteren wie die eines Kerns durch eine Schale angenommen werden kann«. Auch der grosse Neudecker Stock liegt mehr oder minder quer im Gebirge. Letztere Granitmassen können daher nicht als Lakkolithen gelten.

Neben den Lakkolithen will Sederholm als Taphrolith (von τάφρος, Graben) dasjenige Lagerungsverhältniss bezeichnen, bei welchem die Eruptivmassen (nicht in Hohlräume zwischen den Schiefern intrudirt sind, sondern) die bei radialen Verwerfungen entstandenen tieferen Grabenversenkungen unterirdisch ausgefüllt hätten. Als Beispiel führt er die Rapakiwigesteine der Ålandsinseln an (Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 30); doch handelt es sich nach Cohen und Deecke hier um einen lakkolithartigen Gesteinskörper, welcher ursprünglich von krystallinischen Schiefern bedeckt war, horstartig stehen geblieben ist und durch Erosion freigelegt wurde; »die recht künstliche Hypothese Sederholm's scheint aus dem Wunsche hervorgegangen zu sein, die eigenartigen Structurverhältnisse mit der Annahme von Rosenbusch in Einklang zu bringen, dass den Tiefengesteinen und Ergussgesteinen constante Structurverhältnisse zukommen« (Mitth. naturwiss. Ver. Neuvorpommerns u. Rügens 1891. 11).

Decken (Effusivdecken).

Decken sind mächtige und ausgedehnt verbreitete Oberflächen-Ablagerungen von ausgeflossenen Eruptivgesteinen, welche nach allen Richtungen mehr oder weniger horizontal liegen und einen allseitigen Zusammenhang besitzen. Häufig sind mehrere ja oft zahlreiche und ausgebreitete Effusivdecken übereinander

gelagert, wodurch ein ganzes System derselben entsteht. So können die Decken bisweilen in ihrer äusseren Erscheinungsweise eine auf den ersten Blick trügerische Ähnlichkeit mit sedimentären Schichten und deren Systemen darbieten; abgesehen von der abweichenden Herkunft und Natur des beiderseitigen Materials besteht aber noch der Unterschied, dass dasjenige der Effusivdecke gleichzeitig mit einem Male abgelagert wurde, während das eine sedimentäre, aus dem Wasser oder der Luft gebildete Schicht zusammensetzende Material erst successiv innerhalb derselben zum Absatz gelangte; die unteren Theile einer Decke sind keine älteren Ablagerungsproducte als die oberen, was bei einer Schicht allemal der Fall ist.

Namentlich ist es der Basalt, welcher an vielen Orten seines Vorkommens sehr deutliche, weit ausgebreitete Decken bildet, z. B. auf Island, im nördlichen Irland, in Centralfrankreich, auf dem Westerwalde, im böhmischen Mittelgebirge. Im Dekhan in Vorderindien sind Basaltdecken über ein Gebiet von 12000 Q.-Meilen ausgedehnt. Ebenso ist der Quarzporphyr bisweilen über Terrains von beträchtlichem Umfang als mächtige Decke ausgebreitet; in der Gegend zwischen Rochlitz, Döbeln, Oschatz und Taucha in Sachsen findet er sich über einen Flächenraum von nahezu 20 Q.-Meilen in fast ununterbrochenem Zusammenhang deckenförmig abgelagert. Bisweilen ist man im Stande, den Weg nachzuweisen, welchen das eruptive Material als Gang genommen hat, um sich auf der Oberfläche in Form einer Decke auszubreiten.

Sowohl die Oberfläche, als die Unterfläche solcher Decken sind nun keineswegs ebenflächig ausgedehnt; die Unterfläche gibt alle Unebenheiten derjenigen Fläche wieder, auf welcher die Decke abgelagert wurde, mochte diese festes Land oder Meeresgrund gewesen sein; die Oberfläche zeigt manchmal teigartig geflossene wulstähnliche Formen, die Unterfläche ist oft zu porösen Schlackenkrusten erhärtet; eine solche Ausbildung der Unterfläche ist z. B. den Basaltdecken Islands und der Faeröer an manchen Punkten eigen.

Übereinanderlagerung zahlreicher Decken, oft in der Form eines kunstvoll gegliederten Mauerwerks, zeigt sich namentlich in den basaltischen Gebieten sehr ausgezeichnet, z. B. auf der Insel Island, im Dekhan, auf Kerguelens Land. Die Mächtigkeit der Decken ist ebenso verschieden, wie das Maass ihrer Ausdehnung, bald beträgt sie nur wenige Fuss, bald erscheinen Decken von colossaler Mächtigkeit. Die Decken bilden übrigens häufig nicht die directe jetzige Oberfläche des Gebirges, sondern wenn sie sich auf dem einstmaligen Meeresgrunde oder der früheren Erdoberfläche ausgebreitet haben, so sind sie vielfach von ferneren Niederschlägen sedimentären Materials überlagert worden, weshalb sie denn, wie z. B. Melaphyrdecken und Diabasdecken im Sandstein oder Thonschiefer, gleichförmig und regelmässig in die sedimentäre Schichtenreihe eingeschaltet erscheinen und auch von allen später erfolgten Dislocationen übereinstimmend mit betroffen worden sind. Über diejenigen Punkte, welche geeignet sind, dann zwischen effusiven Decken und Intrusivlagern zu unterscheiden, vgl. S. 546.

Säulenförmige Absonderung ist innerhalb der deckenartigen Gebirgsglieder sehr häufig; in den horizontal gelagerten Decken stehen alsdann die Säulen senkrecht; manchmal sind sie in grösster Ordnung nebeneinander gruppirt, dabei von ansehnlicher Länge und von sehr regelmässigem Umriss, so dass sich die prachtvollsten Reihen bald schlanker Säulen, bald mächtiger thurmförmiger Pfeiler dem Auge darbieten, z. B. bei den Basalten. Das mächtige Porphyrdeckensystem von Botzen in Südtirol erweist sich ebenfalls fast überall in senkrechte Säulen und Pfeiler abgesondert. Bisweilen sind die Säulen mehr regellos und verworren durcheinander gruppirt; desgleichen sind es manchmal nur gewisse Decken eines aufgethürmten Systems, welche, sei es regelmässig, sei es unregelmässig, säulenförmig abgesondert erscheinen, während andere dazwischen gelagerte diese Ausbildungsweise nicht oder nur in sehr roher Weise zeigen. Manche Decken sind mit einer Absonderung in Platten oder Bänke versehen, welche bei den horizontal ausgebreiteten meist ebenfalls eine horizontale Lage besitzen, z. B. bei vielen Basalt-, Phonolithdecken, am Porphyr bei Brösen, zwischen Colditz und Leisnig in Sachsen (nach Naumann). Daneben aber zeigen die Platten und Bänke auch häufig eine mehr oder weniger stark geneigte oder senkrechte Stellung, wobei sie diese in der Regel auf weite Strecken hin beibehalten (nach Naumann z. B. am Porphyr bei den Erlenhäusern unweit Colditz, am Porphyr des Frauenbergs, Holzbergs und anderer Berge nordöstlich von Wurzen in Sachsen). Auch sind in selteneren Fällen die Platten wohl in regellos durcheinander geworfene Systeme gruppirt, wobei in den einzelnen Systemen eine bestimmte sternförmige, büschelförmige oder anders geartete Anordnung zu erkennen ist. Kugelige Absonderung ist minder häufig, unregelmässig polyëdrische gehört dagegen zu den gewöhnlicheren Erscheinungen.

Ströme (streams, coulées).

Ströme sind aufgelagerte Oberflächenergüsse von Eruptivgesteinen (Lava), welche nach einer Dimension, nach der der Länge, eine vorwaltende Ausdehnung zeigen, und dabei in dieser Richtung mit einer grösseren oder geringeren Neigung sich abwärts erstrecken. Von einem vulkanischen Eruptionspunkt ausquellend, hat sich die ursprünglich zähflüssige Gesteinsmasse stromartig auf dem geneigten Terrain fortbewegt, auf welchem sie später zur Erstarrung gelangte. Die Lavaströme der Jetztzeit nehmen vor unseren Augen diese Ablagerungsform an, auch bei den vorhistorischen Basalt-, Trachyt- und Phonolithlaven kann man das stromartige Fortgeflossensein mit aller Entschiedenheit nachweisen.

Je nachdem sich die Lavaströme auf einem mehr oder weniger steil geneigten Abhang hinabbewegen, zeigt sich eine Verschiedenheit in ihren Dimensionen: auf steilem Terrain, auf welchem meist der Oberlauf des Lavastroms stattfindet, ist derselbe gewöhnlich schmal und wenig mächtig, auf schwächer geneigtem Abhang und zumal auf horizontalem Boden erreicht der Lavastrom oft eine bedeutende Mächtigkeit und Ausdehnung; die grösseren Ströme erlangen

bis zu hundert Fuss Höhe und viele tausend Fuss Breite. Der colossale Lavastrom des Ätna vom Jahre 1669 besitzt 2 geogr. Meilen Länge und $\frac{3}{4}$ g. M. grösste Breite; der Basaltlavastrom, welcher sich in der Auvergne vom Puy-de-la Vache über Aydat nach Talande zieht, ist ebenfalls 2 geogr. Meilen lang; Lavaströme von noch bedeutend grösseren Dimensionen hat der Skaptár Jökull in Südostisland geliefert; die durchschnittliche Höhe des mächtigsten beträgt 100 Fuss. Lecoq berechnet die ganze Masse des dem Puy de Pariou (Auvergne) entflossenen, im Verlauf sich in zwei Arme theilenden Lavastroms auf 33 Millionen Cubikmeter. Nicht selten finden sich zwei oder mehrere Ströme deckenartig übereinander gelagert. — Sowohl auf der Oberfläche als auf beiden Seiten, desgleichen auch auf der Unterfläche eines Lavastroms bildet sich sehr bald eine Schlackenkruste aus und so bewegt sich denn die Lava gewissermassen in einem Schlackensack, welcher sich in demselben Maasse verlängert wie der Strom vorwärts schreitet, und bald hier bald dort zerrissen wird. So können sich auch innerlich grosse Hohlräume in der Lava ausbilden, von deren Decke zierliche getropfte Lavastalaktiten herabhängen, wie dies z. B. in der weitläufigen Lava-höhle Surtshellir bei Kalmanstunga in Island, ferner in einem Lavastrom des Mauna Loa (Eruption 1881) der Fall ist; vgl. über die bizarren Formen dieser letzteren dünnen Lavastalaktiten und -Stalagmiten J. E. Dana im Amer. journ. of sc. XXXVII. 1889. 452.

Die Oberfläche der Lavaströme bietet gewöhnlich einen sehr rauhen und wilden Anblick dar, gewaltige phantastisch geformte Schollen sind verworren durcheinander geworfen, die teigartig fliessende Masse hat sich zu grossen, runzelig gerippten Kuchen ausgebreitet, hat seltsam gewundene Schnörkel, tauartig gedrehte Wülste, lange canalartige Furchen erzeugt. Die nach der Oberfläche der Ströme zu schwammig und blasig ausgebildete Strommasse geht in der Regel nach unten zu in ein dichtes Gestein über. — Bei den stromförmigen Gesteinsablagerungen finden sich dieselben Absonderungsverhältnisse wie an den deckenförmigen; namentlich ist die säulenförmige Absonderung sehr gewöhnlich. Die regelmässig senkrecht stehenden Säulen sind mitunter von beträchtlicher Dicke; sehr häufig zeigt sich in den Strömen eine weniger regelmässige Gruppirung der alsdann dünneren Säulen zu büschelförmigen, bündelförmigen, sternförmigen Gestalten.

In einem Aufsatz über den Vesuv im April 1872 hat Heim den Einfluss entwickelt, den die in den gluthflüssigen Laven chemisch absorbirten Dämpfe, vorwiegend Wasserdampf, auf den Flüssigkeitszustand und auf den Gang der Erstarrung der Laven ausüben. Ein Theil der Vesuvlaven, von Heim Block- oder Schollenlava genannt, fliesst und erstarrt unter massenhafter Dampfentbindung; ihre Masse ist sehr leicht beweglich, dünnflüssig und geht fast plötzlich aus diesem Zustande in den ganz starren über. Andere Laven, die Fladenlaven, fliessen und erstarren langsam, ohne dass aus ihnen eine merklichere Dampfmenge entweicht; ihre Festwerdung erfolgt allmählich aus dem flüssigen durch einen zähen in den starren Zustand. Das ungleiche Verhalten

beruht nicht etwa auf chemischer Verschiedenheit der schon erstarrten Laven, sondern wird dadurch bedingt, dass die Schollenlaven mit chemisch in dem gluthflüssigen Antheil ihrer Masse absorbirten Dämpfen reich beladen an die Oberfläche treten, während die Fladenlaven diesen Gehalt daran schon in dem Vulkanschlot verloren haben und fast dampffrei ausfliessen. Die absorbirten Dämpfe wirken nach Heim auf die Substanzen der erstarrenden Laven als Fluss- oder Lösungsmittel und erhalten dieselben noch bei Temperaturen flüssig, bei welchen diese für sich nur im starren Zustand bestehen könnten, wie dies auch vorher schon von Poulett Scrope, Scheerer und Daubrée angenommen wurde (Z. geol. Ges. XXV. 1873. 1).

Die grosse Ähnlichkeit zwischen Decken eruptiver Gesteine und Lavaströmen leuchtet ein: beide sind oberflächliche Ausbreitungen von eruptivem Gesteinsmaterial, welches sich einst in einem plastischen Zustand befand, und es waltet hauptsächlich nur der Gegensatz ob, dass die Decken nach zwei Dimensionen, der Länge und Breite, vorwaltend ausgedehnt sind, während bei den Strömen nur eine Dimension, die Länge, vorherrscht; dazu gesellt sich der Unterschied, dass die in höherem Niveau gelegene Eruptionsquelle der Lavaströme fast immer, die unterirdische der Decken nur selten ersichtlich ist.

(Von einem weiteren Gesichtspunkt aus, bei welchem der Ursprung des Materials nicht in Frage kommt, könnten zu den Strömen auch die Gletscher gezählt werden, welche sich aus der Region des ewigen Schnees ebenfalls mit vorwiegender Längsrichtung nach tieferen Punkten herabziehen und herabbewegen.)

Da die Decken und Ströme der Eruptivgesteine ihr Material aus dem Erdinneren bezogen haben, so sind für diese Ablagerungsformen die Gänge, als Canäle der Emporförderung, ein nothwendiges Bedingniss. Solche Punkte sind auch keineswegs selten, wo auf das deutlichste der Zusammenhang zwischen Gängen und Decken oder Strömen ersichtlich ist; namentlich die Lava- und Basaltgänge breiten sich so an ihrem oberen Ende in Form einer horizontalen Ablagerung aus, z. B. auf Island vielorts, in der Basaltregion des böhmischen Mittelgebirges, auf den schottischen Inseln Arran und Skye (vgl. F. Z., Z. geol. Ges. 1871. 21); bei Warta zwischen Damitz und Wotsch am linken Egerufer im nördlichen Böhmen setzen nach Jokély sieben Basaltgänge durch den Granulit und breiten sich über ihm deckenförmig aus (Jahrb. geol. R.-Anst. IX. 1858. 438). Bei Woodburn in Irland durchsetzt ein 15 m mächtiger Basaltgang die horizontal übereinanderliegenden rothen Mergel des New red sandstone, die blauen Mergel des Lias, den Greensand und die an den Contactstellen in Marmor umgewandelte Kreide und breitet sich in einer Höhe von 20 m über dem Erdboden zu einer horizontalen, säulenförmig zerklüfteten Ablagerung aus (Delesse, Ann. des mines (5) XII. 1857. 220). Nach Moesta ist im n. Theile des Meissner 500 F. unter der Terrain-Oberfläche durch die bergbauliche Anlage des Friedrichsstollens ein fast cylindrischer zur Tiefe setzender Stock von etwa 300 F. Durchmesser mit pilzförmiger Ausbreitung blossgelegt: wenigstens einer der Eruptionscanäle für die

gewaltige, 450 F. mächtige Basaltdecke des Bergplateaus (N. Jahrb. f. Min. 1872. 969). Ähnliche Beispiele kennt man bei Porphyren, wo ebenfalls eine Verbindung zwischen deckenförmiger Lagerung und Gängen zu beobachten ist; so streckt die mächtige Porphyrablagerung des Tharandter Waldes in Sachsen an drei Punkten ihrer Grenze drei gewaltige Porphyrgänge, gleichsam wie ebenso viele Hauptwurzeln, in das angrenzende Gneiss- und Schieferterrain hinaus. Die mächtige Porphyrdecke, welche bei Flöha, zwischen Freiberg und Chemnitz, der dortigen Steinkohlenformation eingelagert ist, setzt an der Einmündung des Forstbachs als Gangmasse durch die unter ihr liegenden Sandstein- und Conglomeratschichten (Geogn. Beschr. des Kgrchs. Sachsen von Naumann und v. Cotta V. 1845. 215 u. II. 1838. 389).

Kuppen.

Die Kuppen sind namentlich für gewisse Gesteine von eruptiver Entstehung eine ausserordentlich charakteristische oberflächliche Lagerungsform. Mit dem Wort Kuppe wird in geologischen Darstellungen ein engerer Begriff verbunden, als es im gewöhnlichen Sprachgebrauch zu geschehen pflegt.

Eine Kuppe ist ein kegelförmig, pyramidenförmig, dom- oder glockenförmig gestalteter Berg, welcher in isolirter Stellung bis zu grösserer oder geringerer Höhe über die nächste Umgebung aufragt und dabei ursprünglich annähernd in dieser Form durch eine an Ort und Stelle erfolgte Aufstauung des aus dem Erdinneren emporgedrungenen Eruptivmaterials entstanden ist; sie ist ein massiger oder sog. homogener Vulkan, welchem ein erkennbarer Krater und Lavaströme fehlen, und der geringe Flüssigkeitsgrad des Eruptivmagmas war es, welcher dasselbe hier local sich aufthürmen und nicht etwa in Form einer Decke sich ringsum ausbreiten liess. Namentlich durch die Erscheinungen, welche die innere Absonderung solcher Kuppen darbietet, sowie durch ihr Verhalten nach der Tiefe zu, wird diese ihre Bildungsweise dargethan, und hierin ist zugleich das Hauptmerkmal gegeben, um dieselben von anderen ähnlich gestalteten aber anders entstandenen Bergen, welche man im gewöhnlichen Leben auch mit dem Namen Kuppen bezeichnet, scharf zu unterscheiden. Jene eigentlichen Kuppen pflegt man auch der Ursprünglichkeit ihrer Gestalt wegen primitive Kuppen oder Quellkuppen (engl. cupolas) zu nennen. Secundäre Kuppen, denen diese Bezeichnung strenggenommen im geologischen Sinne nicht mehr zukommt, sind solche domförmigen, allerdings häufig gleichfalls aus eruptivem Material aufgebauten Berge, welche diese Kuppengestalt erst im Laufe der Zeit erlangt haben, indem durch die Wirkungen der Erosion und Thalbildung eine grössere deckenförmige ursprünglich zusammenhängende Ablagerung eruptiven Gesteins nach und nach in einzeln aufragende Bergmassen zertheilt wurde; so sind von manchen basaltischen Strömen und Decken nur noch einzelne kegelförmige Berge als Reste übrig geblieben. Derartige sog. secundäre Kuppen, deren Gestaltung nicht mit ihrem Ursprung zusammenhängt, verhalten sich in dieser Hinsicht gerade so wie

die kuppenförmigen Berge geschichteter sedimentärer Gesteine. In Folgendem ist natürlich nur von den ursprünglichen oder primitiven Kuppen die Rede. Bei ihnen finden sich alle Abstufungen in der Höhe und dem Umfang, von hausgrossen Massen an bis zu mächtigen und colossalen Bergen.

Zwischen den Kuppen und den Gängen eruptiver Gesteine besteht der Natur der Sache nach ein inniger Zusammenhang. Bei den Kuppen ist einigemal nachgewiesen worden, dass ihre Masse in einer Kluft oder Spalte, welche sich nunmehr im ausgefüllten Zustande als Gang darstellt, aus dem Inneren der Erde emporgedrängt worden ist; die Kuppe setzt in diesem Fall stielartig in das unterliegende Gestein hinab und kann mit dem Hut eines Pilzes verglichen werden, dessen Stengel in die Tiefe sich hineinerstreckt. Durch bergmännische Aufschlüsse hat man nach Schmidt (Nöggerath's Gebirge in Rheinl.-Westph. II. 220) dargethan, dass der Druidenstein, eine bei Kirchen im Siegen'schen gelegene 10 Lachter hoch über Thonschiefer und Grauwacke sich erhebende Basaltkuppe, abwärts als ein Basaltgang in die Tiefe setzt. Nach Naumann setzt der Burgberg, eine bedeutende Porphyrkuppe zwischen Freiberg und Frauenstein in Sachsen, an dem steilen Gehänge des Gimlitzthals als ein schmaler gangartiger Porphyrstreifen bis in die Thalsohle abwärts. Dasselbe ist mit einer Porphyrkuppe bei Klingenberg zwischen Freiberg und Dippoldiswalde in sehr ausgezeichneter Weise der Fall (Geognosie I. 900). Charpentier beschreibt ebenfalls, dass der auf der Basaltkuppe bei Stolpen in Sachsen befindliche Brunnen mit seiner ganzen, 287 Fuss betragenden Tiefe in dem Basalt steht, obschon die Erhebung der Kuppe über den Granit der Umgebung bei weitem nicht so gross ist; auch hier ist also ein Niedersetzen der Basaltkuppe in die Tiefe ersichtlich (Miner. Geogr. der Chursächsischen Lande 1778. 36). In den Kohlengruben von Cornbrook bei Ludlow setzt in der Tiefe ein mächtiger Basaltgang auf, welcher mit einer breiten Basaltkuppe zusammenhängt, die oberflächlich dem Steinkohlengebirge aufliegt (Murchison, The Silurian System 125).

Basalte, Trachyte, Phonolithe (auch Porphyre und Grünsteine) sind namentlich die Gesteine, welche sehr häufig in kuppenförmiger Lagerung erscheinen. Die Eifel, der Westerwald, das böhmische Mittelgebirge zeigen z. B. ausgezeichnete Basaltkuppen, das letztere, die Lausitz, die Rhön besitzen vortrefflich ausgebildete Phonolithkuppen; die trachytischen und basaltischen Regionen Centralfrankreichs sind reich an sehr schönen Kuppen dieser Gesteine, welche überhaupt fast nie in denjenigen Gegenden fehlen, wo solche Gesteine zur Eruption gelangt sind.

Bei manchen Basaltkuppen (z. B. am Druidenstein, am Scheidskopf bei Remagen am Rhein) hat es sich gezeigt, dass sie sich nach unten gewissermassen trichterförmig verjüngen, gleichsam als ob das basaltische Material eine in dem umgebenden Gebirge präexistirende trichterförmige Weitung zuvor ausgefüllt habe und dann erst kegelförmig über derselben emporgeschwollen sei. Die specielle äussere Form, in welcher die Kuppe jetzt vorliegt, ist übrigens in den meisten Fällen auf die Wirkung der Erosion und Denudation zu schieben, welche dieselbe

nach allen Seiten hin mehr oder weniger gleichmässig abtrug (vgl. auch Vogelsang, Die Vulkane der Eifel in ihrer Bildungsweise erläutert, 1864. 49). Nach v. Hochstetter's Erfahrungen an seinen äusserst lehrreichen und zierlichen künstlich aus Schwefel gebildeten Miniaturvulkanen (N. Jahrb. f. Min. 1871. 469) sind die Kuppen der eigentliche innere massive Vulkankern, welcher durch Abwitterung des leicht zerstörbaren, aus übereinandergedeckten Strömen bestehenden und geschichteten äusseren Mantels blossgelegt wurde.

In höchst regelmässiger und ausgezeichneter Weise stehen gewöhnlich die inneren Absonderungsverhältnisse der Kuppen mit ihrer äusseren Gestalt im Zusammenhang, wodurch die Ursprünglichkeit und Individualität der eigentlichen Kuppen im Gegensatz zu den durch Erosion hervorgebrachten ähnlichen Bergformen dargethan wird. Bei der säulenförmigen Absonderung findet allerdings bisweilen keine evident gesetzmässige Anordnung der Säulen statt, sondern dieselben sind regellos durcheinander gruppirt; bald erscheinen auch wohl einzelne Systeme von Säulen unregelmässig miteinander verbunden, innerhalb deren bei den einzelnen Säulen eine gewisse regelmässige Stellung herrscht. Dagegen zeigt sich auch gar manchmal eine vollständig gesetzmässige Anordnung der Säulen derart, dass sie genau symmetrisch zu der Axe der Kuppe gestellt sind: sie convergiren entweder nach dem Gipfel zu und sind daher um die Kuppenaxe in einer Weise gruppirt, wie die Holzscheite in einem Meiler, oder divergiren aufwärts und stellen daher ein büschelförmig angeordnetes System dar, dessen Durchschnitt sich mit der Fahne einer Feder vergleichen lässt. Ausserordentlich schön zeigt sich die meilerförmige Stellung der Basaltsäulen bei der Basaltkuppe Scheidskopf unweit Remagen am Rhein, deren Inneres durch Steinbruchsarbeiten blossgelegt ist. Nach Naumann liefert ein äusserst regelmässiges Beispiel dieser Gruppirung das ganz kleine Basaltküppchen, welches an der Südseite des Bärensteins in Sachsen dicht bei dem Huthause der Grube Prinz Joseph aufragt und ganz wie ein Verkohlungsmeiler aussieht (Geogn. Beschr. des Kgr. Sachsen H. II. 481). Nach Reuss zeigt auch die Basaltkuppe des Hasenbergs, welche südlich von Lowositz im böhmischen Mittelgebirge sich erhebt, eine kegelförmige Stellung der Säulen, welche alle rund um die Axe der Kuppe gegen dieselbe geneigt gruppirt sind, so dass sie verlängert gedacht, in einem über dem Gipfel liegenden Punkt zum Durchschnitt kommen würden (Umgeb. v. Teplitz u. Bilin S. 199); dasselbe lässt sich am Chlum bei Pschan beobachten; ähnliches bietet (nach Möhl) sehr ausgezeichnet der Hangarstein am Dörnberg n. w. von Kassel dar. Am Ziegenrücken bei Wannow an der Elbe in Böhmen convergiren die oft gekrümmten kaum 4—6 Zoll dicken Basaltsäulen bogenförmig von allen Seiten gegen eine in der Mitte senkrecht herablaufende, aus horizontalen Säulen bestehende Leiste. — In denjenigen kuppenähnlichen Bergen dagegen, welche Überbleibsel von ursprünglich zusammenhängend gewesenen Decken und Strömen sind, zeigen die Säulen meist eine senkrechte Stellung, welche jenen mehr oder weniger horizontalen Ablagerungen eigenthümlich ist (vgl. S. 551); man wird also an der Hand der Säulenstellung leicht beurtheilen können, ob man es mit

einer primitiven oder secundären Kuppe zu thun hat. Solche verticale Säulenstellung zeigen z. B. der Pöhlberg bei Annaberg in Sachsen, zahlreiche kegelförmige Basaltberge der Faeröer und Islands, Theile früherer, weitausgedehnter Deckensysteme.

Auch die innere plattenförmige und bankförmige Absonderung der primitiven Kuppen steht in sehr vielen Fällen mit ihrer äusseren Gestalt in einem unverkennbaren Zusammenhang. Die Platten besitzen nämlich eine mit der Kegelform oder Glockenform übereinstimmende Anordnung, indem sie ein rings um die Axe der Kuppe gruppirtes conform-schaliges System darstellen. Auf dem flachen Gipfel liegen die Platten mehr oder weniger horizontal, rings um den Berg herum besitzen sie eine mit dem Abhang parallele Neigung. Eine solche Kuppe ähnelt daher in ihrer Zusammensetzung aus lauter einander umhüllenden concentrisch halbkugeligen Schalen einer halben Zwiebel. Namentlich sind es die Kuppen des Phonoliths, welche diese innere Ausbildung sehr häufig und oft in grosser Schönheit und Regelmässigkeit wahrnehmen lassen; so z. B. der Hohentwiel im Hegau, der Schlossberg bei Teplitz, der Spitzberg bei Brüx, der Donnersberg bei Milleschau im böhmischen Mittelgebirge, der Selberg bei Quiddelbach in der Eifel, manche Phonolithberge des Velay in Frankreich. Auch bei Basalt- und Trachytkuppen findet sich diese Erscheinung ausgebildet, allerdings seltener, da bei diesen Gesteinen überhaupt die plattenförmige Absonderung gegen die säulenförmige zurücksteht. Bisweilen zeigen auch die Platten eine gerade entgegengesetzte aber nicht minder regelmässige Stellung, indem sie sämmtlich von allen Seiten her nach der Axe des Berges zu einfallen, also gewissermassen ein im Umriss verkehrt kegelförmiges System von ineinandergesteckten Trichtern darstellen; so z. B. die Phonolithkuppe Roc-du-Curé im Velay. Ist auch in anderen Fällen die Gruppirung der Platten in den primitiven Kuppen eine verworrene und gesetzlose, so liegen sie doch fast niemals horizontal, wie es bei denjenigen plattenförmig abgesonderten Kegelbergen fast immer der Fall ist, welche nur als secundäre Kuppen, als stehengebliebene Reste einer durch die Erosion bearbeiteten horizontalen Ausbreitung gelten können.

In ganz ähnlicher Weise verhält es sich auch mit denjenigen Kuppen, welche eine Absonderung in mächtige Bänke zeigen; hier ordnen sich die Bänke, welche gewissermassen nur colossale Platten darstellen, ebenfalls parallel dem äusseren Abhang und stellen ein geschlossen kuppelförmiges, ein concentrischschaliges System dar. In vollkommenster Weise offenbaren z. B. die gewaltigen trachytischen Dome der Auvergne diese Zusammensetzung aus regelmässig um die Axe geordneten Bänken, namentlich der Puy de Sarcony, welchen L. v. Buch wegen seiner schönen und regelmässigen Wölbung mit einer Glocke vergleicht, deren reiner Umriss auch nicht durch die kleinste Erhöhung gestört wird; die Bänke folgen fast genau seiner äusseren Form, »gegen Westen steigen sie auf, ostwärts fallen sie wieder herab, und ebenso auf der Süd- und Nordseite« (Geogn. Beob. auf Reisen 1809. II. 245). Nach Graf Montlosier zeigt auch der Grosse Cliersou dieselben Verhältnisse.

Mit dem Namen **Neck** bezeichnen englische Geologen sowohl die durch Erosion blossgelegten Ausfüllungsmassen unterirdischer vulkanischer Eruptionsschlünde (pipes oder funnels) von meist rundlichem Querschnitt, als andererseits auch Kuppen oder Ruinen derselben.

IX. Primäre Übergänge der Gesteine.

Während die einfachen Mineralien als bestimmt individualisirte Körper in ihrer Gestaltung und Zusammensetzung eine Beständigkeit aufweisen, fehlt diese den Gesteinen; den einfachen Gesteinen wird, obwohl sie nur Aggregate derselben beständigen Mineralarten sind, durch die häufig eintretenden accessorischen Gemengtheile ein unbestimmter schwankender Charakter aufgedrückt; dass sich für die gemengten Gesteine mit ihrem variabelen Gehalt an verschiedenen Mineralsubstanzen der Begriff einer unveränderlichen selbständigen »Species« noch viel weniger festhalten lässt, ist einleuchtend. Wenn auch darin begründet liegt, dass die Gesteine nach verschiedenen Richtungen hin durch **Übergänge** mit einander verbunden sind — »das Ineinanderübergehen gehört zum Wesen der Gesteinsnatur«, wie Lossen sagt —, so finden diese Übergänge doch nicht nach allen Richtungen statt, sondern kommen nur innerhalb gewisser, allerdings weit ausgedehnter Gesteinsgruppen vor, welche aber von anderen Gruppen scharf getrennt sind.

Die **ursprünglich** mit der **Bildung** verknüpften Übergänge, welche die krystallinischen Gesteine zeigen, werden durch Wechsel einerseits ihrer Gemengtheile, andererseits ihres Gefüges vermittelt; die in diesen Beziehungen sich einstellenden Fälle sind folgende:

a) Zu den Gemengtheilen eines Gesteins tritt ein neuer hinzu; so geht der Glimmerschiefer in Gneiss über, indem zu seinen Gemengtheilen (Glimmer und Quarz) Feldspath eintritt; aus Quarzit entsteht Glimmerschiefer durch allmähliche Aufnahme von Glimmer. Einfache Gesteine gehen hierdurch in gemengte über.

b) Ein Gemengtheil wird unverhältnissmässig vorwaltend; wenn z. B. im Glimmerschiefer der Quarz quantitativ sehr zunimmt, so wird der Übergang in (glimmerführenden) Quarzit vermittelt.

c) Ein Gemengtheil tritt allmählich zurück und verschwindet ganz aus dem Gestein; so wird der Gneiss durch die fortwährende Abnahme des Feldspaths zu Glimmerschiefer; dieser Fall, welcher mit b) zusammenhängt, ist natürlich derselbe wie a), nur in einer entgegengesetzten Richtung aufgefasst. Gemengte Gesteine verwandeln sich auf diesem Wege in einfache.

d) Ein neuer Gemengtheil tritt hinzu auf Kosten eines anderen. So geht manchmal der Biotitgranit in einen Hornblendegranit über, indem Hornblende in das Gestein eintritt und zu gleicher Zeit der Biotit daraus verschwindet. Dadurch

entstehen Mischlingsgesteine, welche die Bestandtheile der beiden Endglieder vereinigen.

Bei den durch Wechsel des Gefüges vermittelten Übergängen erleidet die Natur der Gemengtheile keine wesentliche Änderung; sie bilden sich in folgender Weise aus:

e) Die körnigen Gemengtheile eines Gesteins werden allmählich so feinkörnig, dass das Gestein dicht erscheint; dadurch gehen deutlich gemengte Gesteine in makroskopisch kryptomere über, z. B. Dolerit in Basalt, Diabas in Diabasaphanit.

f) Einige Gemengtheile erhalten eine parallele Anordnung; so wird dadurch, dass die Glimmerblätter allmählich eine parallele Lage gewinnen, der Übergang von Granit in sog. Gneiss vermittelt.

g) Ein schieferiges Gestein wird dadurch, dass die Parallelität der zugleich meist grösser werdenden Gemengtheile verschwindet, zu einem körnigen; z. B. umgekehrt wie f) der Übergang von Gneiss in Granit durch beginnende regellose Lagerung der Glimmerblätter.

h) In einem dichten, körnigen oder schieferigen Gestein treten einzelne Gemengtheile in grösseren ausgebildeten Krystallen hervor, wodurch der Übergang zu Porphyren und porphyrartigen Gesteinen vermittelt wird. Eine ähnliche Erscheinung wird hervorgebracht, indem in einem körnigen Gestein ein Theil der Gemengtheile zu einer dichten Masse zusammentritt.

Die Übergänge der klastischen Gesteine unter sich finden hauptsächlich in zweierlei Weise statt, einerseits durch die Grösse, andererseits durch die mineralogische oder petrographische Natur der sie zusammensetzenden Fragmente. In der wechselnden Grösse der letzteren ist z. B. der Übergang eines Conglomerats in einen Sandstein begründet, in der wechselnden Natur derselben z. B. der Übergang einer Breccie, welche aus Fragmenten von Granit und Gneiss besteht, in eine solche, welche nur aus Fragmenten der letzteren Gebirgsart zusammengesetzt ist.

Aus dieser Vielseitigkeit der Übergänge geht mit Klarheit die grosse Schwierigkeit hervor, welche sich einer genauen Gesteinsbezeichnung entgegenstellt. Zahlreiche derartige vermittelnde Übergangsgesteine tragen in solcher Weise die Kennzeichen der beiden wohlcharakterisirten Endglieder an sich, dass die Entscheidung, wozu man sie zu rechnen habe, in den meisten Fällen nicht nur schwierig, sondern nahezu unmöglich ist. Auch durch die Betrachtung dieser Übergänge erhellt es, was sich noch auf vielen anderen Wegen ergibt, dass nicht jede dieser unzähligen Variationen mit einem besonderen Namen bezeichnet werden, sondern dass ein solcher nur einer bestimmt charakterisirten Gesteinsart ertheilt werden kann, um die als Mittelpunkt sich andere Gesteine schaaren, welche sich in ihrem Wesen immer mehr von ihr entfernen, bis sie endlich in den Bereich eines anderen Mittelpunkts fallen. Die Definitionen der einzelnen Gesteinsarten dürfen daher einer gewissen Elasticität nicht entbehren.

X. Magnetische und thermische Verhältnisse der Gesteine.

Über den Magnetismus der Gesteine hat man manchfaltige Beobachtungen und Untersuchungen angestellt. Bekanntlich unterscheidet man die magnetischen Körper als einfach magnetische, welche die beiden Pole einer Magnetnadel anziehen, und polarmagnetische, welche den einen Pol derselben anziehen, während der andere durch sie abgestossen wird.

Die älteste Beobachtung des Magnetismus der Gesteine scheint diejenige zu sein, welche der behufs der Gradmessung die Triangulation am Äquator vornehmende Geometer Bouguer 1742 an vielen Blöcken eines nicht näher bestimmten Gesteins machte, welche er in Südamerika auf dem Wege von Quito nach Sta. Marta antraf, und welche sowohl einfachen als polaren Magnetismus zeigten; vermuthlich gehörten dieselben einem trachytischen Gestein an. 1785 beobachtete v. Trebra zuerst die polarische Wirkung der Granite auf die Magnetnadel an den sog. Schnarchern im Harz; an der nordöstlichen dieser Felsklippen fand er eine Stelle, welche die Magnetnadel um 180° von ihrer gewöhnlichen Stellung ablenkte. Auch an dem anderen der beiden Felsen wies Schroeder, an der Spitze des Ilsensteins 1793 v. Zach den polaren Magnetismus nach. Diese Untersuchungen der Harzer Granite wurden vervollständigt durch Wächter, der 1799 an den Hohneklippen bei Wernigerode die magnetische Polarität entdeckte, an jedem Felsen mehrere Pole bestimmte und so die Lage der magnetischen Axe in ihnen angab, sowie durch Hausmann, der 1801 ähnliche Beobachtungen an der Rosstrappe und an den Zeterklippen anstellte.

An den magneteisenhaltigen Serpentinen des Vulkan-Passes in Siebenbürgen nahm v. Fichtel 1794 zuerst ein polar-magnetisches Verhalten wahr. Diesem folgte die 1796 durch A. v. Humboldt gemachte Entdeckung einer ausserordentlich stark polarischen Wirkung an den Serpentinfelsen des Heidebergs bei Gefrees im Fichtelgebirge; seine Angaben über die Abwesenheit des Magneteisens in diesem Gestein und dessen auffallend geringes spec. Gewicht erfuhren später durch Bischof und Goldfuss eine theilweise Berichtigung. Einen sehr stark polarischen »Serpentin« (Diallag-Olivingestein) fand Zimmermann 1808 an einigen Felsen in der Nähe der Ruine Frankenstein an der Bergstrasse.

Die frühesten Bemerkungen über das magnetische und polarische Verhalten des Basalts von Voigt, v. Lehmann, Charpentier u. a. hat Zeune in seiner Schrift »Über Basaltpolarität, Berlin 1809« zusammengestellt; er untersuchte selbst die Basaltberge des oberen Erzgebirges und der Oberlausitz, den Scheibenberg und Pöhlberg bei Annaberg, den Basalthügel bei Bärenstein und mehrere andere und fand bei allen mit Ausnahme des Hutbergs bei Herrnhut eine polarische Einwirkung auf die Magnetnadel. 1828 veröffentlichte Nöggerath die Beobachtungen des Bergmeisters Schulze über die Polarität an Basalten in der Nähe der Nürburg in der Eifel. Daran knüpfte sich (ebenfalls 1828) eine Mittheilung von Reuss über die Polarität zweier böhmischer Basalte, der Hohen

Wostroi und des Breiten Berges in der Herrschaft Schröckenstein. Ähnliche Beobachtungen geschahen durch Anderson an dem Basaltfelsen, auf welchem Dumbarton-Castle in Schottland liegt und von Galbraith an dem über Edinburgh sich erhebenden Arthurs Seat.

Alle diese Untersuchungen enthalten nur wenig genaue Angaben weder über die Lage der Pole und Axen in den Felsen, noch über die Verhältnisse, unter welchen die polarmagnetische Eigenschaft an dem Gestein hervortritt. Bei weitem die wichtigsten und sorfältigsten Ermittelungen über die Polarität der Basaltmassen sind die von Zaddach an den beiden Basaltfelsen auf dem Gipfel des sog. Steinchens bei der Nürburg in der Eifel angestellten, welche sich in Folgendem zusammenfassen.

Das in dem Basalt enthaltene Magneteisen ist die hauptsächlichste Quelle der polarischen Eigenschaft desselben, und die übrigen die Masse des Gesteins bildenden Gemengtheile erweisen sich zwar in den meisten Fällen etwas, aber immer in viel geringerem Grade magnetisch. Man hat sich die auf die Magnetnadel polarisch wirkenden Gesteine aus einer Masse bestehend zu denken, die nur in geringem Grade des Magnetismus fähig ist, in der jedoch eine unzählige Menge höchst kleiner Magnete einander sehr nahe, aber wahrscheinlich vollständig von einander getrennt liegen. Das Pulver von Basaltstücken desselben Fundorts verhält sich dem Magnet gegenüber auf ganz gleiche Weise, mögen diese sich polarisch gezeigt haben oder nicht; daraus wird es wahrscheinlich, dass die polarische Eigenschaft des Gesteins nicht in einer Verschiedenartigkeit seiner Gemengtheile liegt, sondern in Verhältnissen begründet ist, deren Wirkung mit der Pulverisirung des Gesteins aufgehoben wird. Die Stärke in der polarmagnetischen Wirkung verschiedener Basalt- oder Trachytstücke steht mit ihrem spec. Gewicht und folglich mit ihrem grösseren oder geringeren Gehalt an Magneteisen, Hornblende oder Augit in keinem bestimmten Verhältniss; die Auflockerung der Masse, wie sie an der Aussenfläche der Gesteine stattfindet und sogar eine theilweise Umwandlung des Magneteisens in Eisenoxydhydrat thut der magnetischen Wirkung des Gesteins keinen Abbruch. Immer wirken nur solche magneteisenhaltende Felsstücke und Felstheile polarisch, welche an der Oberfläche der Erde oder sehr nahe derselben der Einwirkung der Atmosphaere vollkommen ausgesetzt sind; unter der Oberfläche verliert sich dagegen die polarische Eigenschaft sehr bald und kommt an Basalten, die tiefer unter der Erde liegen, nicht vor; auch zeigen sich nur solche magneteisenhaltende Gesteine polarisch, die von vielfachen in das Innere dringenden Spalten und Sprüngen durchsetzt sind. Die polarische Eigenschaft ist keine der Gesteinsmasse inwohnende und ihr eigenthümliche, sondern sie entsteht erst in derselben und nimmt wahrscheinlich so lange zu, bis das Gestein durch den Einfluss der Atmosphaere zertrümmert oder das Magneteisen grösstentheils in Eisenoxydhydrat verwandelt ist; die polarische Eigenschaft muss sich von aussen nach innen und gewöhnlich von oben nach unten durch das Gestein verbreiten; so werden z. B. häufig Basaltsäulen gefunden, welche oben sehr stark die Magnetnadel ablenken,

an tiefer gelegenen Stellen nur schwach auf sie wirken und unten unwirksam sind. Indem die schnellen und häufigen Temperaturwechsel Zerreissungen und Auflockerungen in der Gesteinsmasse und dadurch die Ausbildung der polarischen Eigenschaft hervorzurufen im Stande sind, ist es nicht unmöglich, ja sehr wahrscheinlich, dass die herrschenden Windrichtungen auf diese von Einfluss sind; da im mittleren Europa die herrschenden Winde die nordöstlichen und südwestlichen sind, da namentlich von Nordosten her die heftigsten und kältesten Winterstürme wehen, so dürfte damit die Thatsache im Zusammenhang stehen, dass bei den polarmagnetischen Felsen bestimmte Seiten, nämlich die Nordost- und Südwestseite, zumal die erstere in höherem Grade als die übrigen die polarische Eigenschaft aufweisen.

Reich behandelt in einer Abhandlung »Die magnetische Polarität des Pöhlbergs bei Annaberg« die Einwirkung ganzer Berge auf die Magnetnadel. Der Gesteinsmagnetismus sei wohl zu unterscheiden von dem Gebirgsmagnetismus, unter welchem man denjenigen magnetischen Einfluss zu verstehen habe, den ganze Gebirgsmassen in ihrer Gesammtheit auf die Magnetnadel ausüben. Rings um den basaltischen Pöhlberg, der auf Gneiss aufruht, verzeichnete Reich an 24 Punkten etwa 200—300 Schritt von seinen Gehängen entfernt die Declinationen der Boussole und fand, dass zwar Abweichungen erfolgten, indessen aus dem Mittel derselben auf der Ost- und Westseite keine oder nur unbedeutende Polarität des ganzen Basaltbergs gefolgert werden könne, während an einzelnen, unregelmässig vertheilten Punkten entschiedene und starke magnetische Polarität sich ergab. Aus seinen Beobachtungen scheint hervorzugehen, dass, obschon durch die Gesammtwirkung der Gesteine eine Abweichung der Magnetnadel von ihrer durch Berechnung zu erwartenden Stellung erfolgt, durch grössere Gebirgsmassen dennoch wahrscheinlich keine bestimmte Polarität hervorgerufen wird. — Nach Kosmann ist die Basaltkuppe der Dornburg n. von Frickhofen in Nassau ausgezeichnet durch polaren Magnetismus, welcher schon in einer Entfernung von 100 Schritt eine Ablenkung der Magnetnadel, die sich dabei stets zum Berge hinwendet, hervorruft.

Delesse und Tasche stellten vergleichende Untersuchungen an über die magnetische Intensität verschiedener Gesteine, aus denen sich aber nichts weiter ergab, als dass die Einwirkung auf den Magnet oder die Magnetnadel im allgemeinen bei den dunkel gefärbten Felsarten etwas kräftiger ist, als bei den lichteren. In ähnlicher Weise wie Zaddach die Basaltfelsen bei der Nürburg, prüfte Tasche die Basaltklippen auf der Kuppe des Geiselsteins im Vogelsberg.

Die altbekannten stark polarmagnetischen »Magnetsteine« von der Ruine Frankenstein an der Bergstrasse sind späterhin sehr eingehend durch Andreae und König untersucht worden, doch wurde dadurch die Ursache der Erscheinung ebenso wenig genau erkannt wie durch die Studien von Zaddach an den Felsen der Nürburg. Bei Frankenstein knüpft sich der polare Magnetismus hauptsächlich an ein serpentinisirtes Diallag-Olivingestein (Wehrlit) und es kommen mit dieser Eigenschaft versehene Blöcke namentlich an exponirten Stellen auf der Höhe

des Bergrückens vor, in minderem Maasse findet sich der Polarmagnetismus aber auch an Blöcken gewöhnlichen Olivingabbros. In dem Wehrlitzug trifft man Felsen mit verschieden starkem permanentem Magnetismus, solche, welche viel eisenreichere Gesteine weit an magnetischer Kraft übertreffen und andere, nahezu gleich zusammengesetzte, welche fast ganz unmagnetisch sind. Wesentliche Unterschiede in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung oder Structur scheinen zwischen der magnetischen und der unmagnetischen Varietät des Wehrlits nicht vorhanden zu sein. Die Lage der magnetischen Pole in den Felsen am Frankenstein ist nicht orientirt nach dem jetzigen magnetischen Meridian des Ortes; auch liegen die verschiedenen magnetischen Axen (wie bei der Nürburg) nicht parallel unter einander und ein bestimmtes System in ihrer Anordnung liess sich nicht erkennen.

Auf dem Gipfel des erloschenen japanischen Vulkans Moryoshi fand E. Naumann einen Lavablock von Angitandesit, welcher sich stark polarmagnetisch verhielt, während die benachbarten anderen Blöcke des gleichen Gesteins nichts davon zeigten; er ist geneigt, die Magnetisirung des Lavablocks einem Blitzschlag zuzuschreiben (Bau u. Entst. d. japan. Inseln 1885. 43). Auch von A. Sella wurde auf einer Spitze des Mte Rosa, der Punta Gnifetti an den durch Blitzschläge verglasten Felsen bemerkenswerth starker Magnetismus beobachtet.

Zum Schluss müssen noch Melloni's Untersuchungen und Ansichten über den polaren Magnetismus der Gesteine erwähnt werden, niedergelegt in zwei Denkschriften (Sulla polarità della lave e rocce affini und Sopra la calamitazione delle lave in virtù del calore e gli effetti dovuti alla forza coercitiva di qualunque roccia magnetica in den Verhandl. der Akad. d. Wiss. zu Neapel 1856), deren Inhalt J. C. Förstemann in Poggendorff's Ann. 1859. CVI. 106 auszüglich mitgetheilt hat. Das polare Verhalten ist nach ihm eine allgemeine Eigenschaft aller eisenhaltigen Gesteine eruptiven Ursprungs, wenn es auch bis jetzt noch nicht bei allen beobachtet wurde. Vermittels eines empfindlichen an einem Seidenfaden aufgehängten astatischen Systems, seines sog. Magnetoskops, fand er, dass alle solche Gesteine merklich und zwar polar magnetisch seien. Dünne Lavaprismen, deren Pole in den Enden lagen, liessen an einfachen Seidenfäden aufgehängt, Anziehung oder Abstossung des einen Endes bei Annäherung eines andern Lavastücks beobachten, sich selbst überlassen, stellten sich diese Prismen in den magnetischen Meridian. In den eisenhaltigen Gesteinen feurigen Ursprungs ist der Magnetismus auf dieselbe Weise vertheilt, wie in einem senkrecht gestellten Stab von weichem Eisen. In erstarrenden Lavaströmen ist im Allgemeinen der Nordpol im unteren, der Südpol im oberen Theile ausgebildet, und zwar in jeder Verticale, am stärksten aber in der Richtung der Inclinationsnadel. So verhalten sich in der That alle Laven des Vesuvs und der phlegräischen Felder; an allen Handstücken derselben zogen die Punkte, welche in ihrer natürlichen Stellung oben lagen, den Nordpol des Magnetoskops an, die, welche unten lagen, stiessen ihn ab; diese Wirkungen veränderten sich nicht, wenn auch die Handstücke dem Magnetoskop in den verschiedensten Stellungen dargeboten wurden, sie waren also bestimmten

Punkten derselben eigenthümlich und beruhten auf einer dauernden magnetischen Polarität, nicht auf jener veränderlichen, welche ein verticaler Eisenstab annimmt.

Der Ursprung dieses polaren Magnetismus sei in der inducirenden Magnetkraft der Erde zu suchen. Melloni ist — im Gegensatz zu Zaddach — der Ansicht, dass diese Magnetisirung nicht allmählich im Laufe der Zeiten in dem festen Gestein, sondern schnell in Folge der Temperatur-Abnahme und des Übergangs in den starren Zustand unter der Einwirkung des Erdmagnetismus hervorgebracht sei; denn die unter unseren Augen erstarrten Laven stehen in der Magnetkraft keineswegs denen nach, welche von längst erloschenen Vulkanen herrühren, und bei Gesteinen, welche in den verschiedensten Lagen befestigt sind (z. B. den Leucitophyr-Mauersteinen am Theater zu Pompeji) reichen Tausende von Jahren nicht hin, die Lage ihrer Pole zu verändern und dieselben der Magnetkraft der Erde anzupassen.

Melloni brachte Stücke von Leucitophyr und anderen vulkanischen Gesteinen zwischen glühenden Kohlen bis zum Rothglühen und liess sie dann theils durch plötzliches Eintauchen in kaltes Wasser, theils auf blosser Erde liegend, theils mit heisser Asche bedeckt erkalten. Alle stiessen mit derjenigen Seite, welche beim Erkalten unten war, das Nordende des Magnetoskops ab und zogen dasselbe an, wenn sie umgekehrt wurden. Von neuem glühend gemacht und in umgekehrten Stellungen abgekühlt, waren auch ihre abstossenden und anziehenden Wirkungen die umgekehrten. Das Glühen zerstört also den früheren Magnetismus und ertheilt ihnen während des Erkaltens eine neue Magnetisirung mit umgekehrter Lage der Pole. Alle Stücke zeigten sich zugleich immer in der Richtung magnetisirt, welche der Erdmagnetismus verlangt; die Stärke der Magnetisirung war aber bei denen am grössten, welche am schnellsten erkaltet waren. Melloni macht auch darauf aufmerksam, dass einige Gesteine bald bipolar, bald unipolar wirken, je nachdem sie dem Index des Magnetoskops weniger oder mehr genähert werden und erörtert eingehend den Grund dieser Erscheinung, welche leicht zu falschen Schlüssen Anlass gebe. Auch spricht er sich dagegen aus, dass man versucht hat, die magnetische Kraft der Gesteine dadurch zu schätzen, dass man sie gepulvert der anziehenden Wirkung eines kräftigen Magnetpols unterwarf.

Förstemann hat diesen Untersuchungen seine eigenen Versuche und Betrachtungen hinzugefügt. Während Melloni sich auf vulkanische Gesteine beschränkte, prüfte Förstemann auch noch viele andere eisenhaltige Gesteine verschiedener Bildung; wurden sie bis zum Rothglühen erhitzt und dann in kaltem Wasser abgelöscht, so zeigte sich jedesmal der Nordpol an demjenigen Ende, welches beim Abkühlen nach unten gekehrt war, der Südpol am oberen; von neuem geglüht und in umgekehrter Lage abgelöscht, erlitt auch die Lage der Pole eine Umkehrung. »Nimmt man Melloni's Ansicht von der Magnetisirung der Laven im Moment des Erkaltens an und dehnt man sie auf die sog. plutonischen und die durch Hitze metamorphosirten Gesteine aus (da, wie die Glühversuche zeigen, eine Schmelzung der Masse nicht erforderlich ist), will man ferner die Coërcitivkraft aller dieser Gesteine gleich der setzen, welche Melloni

für die Laven erwiesen zu haben glaubt, so liessen sich hieraus höchst wichtige Folgerungen ziehen; denn man würde das Magnetoskop als ein Instrument zu betrachten haben, durch welches man zu entscheiden vermöchte: 1) ob ein Gestein feurigen oder neptunischen Ursprungs wäre; 2) ob man gewisse Gesteine mit Recht als solche zu betrachten habe, die durch Hitze metamorphosirt sind; 3) ob sich Felsmassen, die sich bipolar zeigen, noch in der Stellung befinden, die sie beim Erkalten einnahmen; 4) ob zur Zeit der Magnetisirung solcher Gesteine, die ihre normale Lage behauptet haben, die Richtung des magnetischen Meridians und die Grösse der magnetischen Neigung eine andere war, als heute«.

So verlockend diese Schlüsse auch wegen ihrer weittragenden Bedeutung für die Geologie scheinen, so verhehlt sich Förstemann mit Recht doch auch nicht manchfache Einreden, die sich gegen das von Melloni aufgestellte Magnetisirungsgesetz erheben lassen. Schon die Thatsache, dass es vorzugsweise freistehende, der Wirkung der Atmosphaere ausgesetzte Felsen sind, an welchen sich eine stärkere polare Wirkung zeigt, während bei moosüberzogenen, tief im Walde liegenden Blöcken meist keine erhebliche Einwirkung wahrzunehmen ist, lässt sich vom Standpunkt Melloni's nur schwer erklären. Zahlreiche Felsen, z. B. die von Zaddach untersuchten bei der Nürburg zeigen Nord- und Südpol keineswegs in senkrechter Richtung getrennt, und wenn sich auch von vielen derselben behaupten lässt, dass sie nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage sind, so dürfte sich dies doch vielleicht nicht auf alle ausdehnen lassen; ferner wiesen die Beobachtungen Zaddach's und Förstemann's an denselben Blöcken nahe bei einander entgegengesetzte und öfter mit einander wechselnde Pole nach. Förstemann fand auch, dass kalte Gesteine durch die nur kurze Zeit dauernde Einwirkung eines kräftigen Magnetstabs Polarität erhalten. — Auch nach Oddone und Sella steht die Vertheilung des Gesteinsmagnetismus in gar keiner Beziehung zur Richtung der erdmagnetischen Kraft und kommen magnetische Erscheinungen überhaupt vorwiegend nur an exponirten Stellen vor.

Bouguer, Figure de la terre. Voyage au Pérou. Paris 1749. LXXXIII.
v. Trebra, in Zeune's Basaltpolarität S. 46.
v. Zach, Bode's astronomische Beobachtungen; I. Supplementband. Berlin 1793. 262.
Wächter, Hannöverisches Magazin 1799, Stück 84 u. 1800, Stück 81; auch Gilbert's Annalen, V. 1800. 376.
Hausmann, Crell's chemische Annalen II. 1803. 207.
Fichtel, Mineralogische Aufsätze, Wien 1794. 223.
A. v. Humboldt, Allgem. Literaturzeitung, Jena 1796. Intelligenzblatt S. 169; 1797. S. 38, 68, 87; Neues bergmännisches Journal v. Köhler und Hoffmann I. 257; v. Moll's Jahrbücher der Berg- u. Hüttenkunde 1799. III. 301.
Bischof (u. Goldfuss), Beschr. d. Fichtelgebirges I. 196 und Schweigger's Journal der Phys. u. Chem. 1816. XVIII. 297.
Zimmermann, Gilbert's Annalen XXVIII. 1808. 483.
Zeune, Über Basaltpolarität, Berlin 1809.
Nöggerath, Schweigger's Journ. der Phys. u. Chem. 1828. XXII. 221.
Reuss, ebendas. 1828. XXIII. 236.
Galbraith, Edinburgh new philos. journal 1831. 287.

Förstemann, Polare Basalte in der Eifel u. sächs. Schweiz. Verhandl. d. naturhist. Ver. der preuss. Rheinl. u. Westph. 1844.
Fournet, Aperçus sur le magnétisme des minérais et des roches, Annales de la soc. d'agriculture de Lyon 1848.
Zaddach, Verhandl. des naturhist. Ver. der preuss. Rheinl. u. Westph. 1851. VIII. 195.
Reich, Poggend. Ann. 1849. LXXVII. 32.
Kosmann, Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. zu Bonn, 1869. 79.
Delesse, Ann. des mines (4) XIV. 1848. 429 und XV. 1849. 497. Über den Magnetismus von Gläsern, entstanden aus der Schmelzung von Gesteinen, vgl. ebendas. XIV. 1848. 373.
Durocher, Comptes rendus XXVIII. 1849. 589.
Ami Boué, Literaturübersicht, Sitzber. Wiener Akad. XXII. 1856. 462.
Tasche, Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 649.
v. Haidinger, ebendas. VIII. 1857. 806.
Förstemann über Melloni's Unters., Poggend. Ann. CVI. 1859. 106.
Ludwig, Polarmagnetische Gest. bei Frankenstein, Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. s. w. zu Darmstadt 1863. 150.
Deicke, Verhandl. d. naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. 1864. XXI. 1.
M. Mallard, Gest. v. Puy Chopine, Comptes rendus LX. 1865. 1068.
O. E. Meyer, Über Gebirgsmagnetismus, Sitzgsber. Münchener Akad. XIX. 1889. 167.
Filippo Keller, Magn. Felsen an der Rocca di Papa, Rendiconti R. Accad. dei Lincei 16. Mai 1888; auch Januar 1888.
Andreae und König, Der Magnetstein von Frankenstein a. d. Bergstrasse, Abhandl. d. Senckenberg. naturf. Ges., Frankfurt 1888. 61.
E. Oddone und A. Sella, Roccie magnetiche nelle Alpi centrali, Rendic. R. Accad. dei Lincei, (4) VII. 1891. 100. 147.
S. Franchi, Anomalieen der magnetischen Declination an magnetitreichen Serpentinen der Riviera u. d. grajischen Alpen, Boll. R. com. geol. d'Ital. XXI. 1890. 10.

Über die Leitungsfähigkeit der Elektricität in hohen Temperaturen bei verschiedenen Gesteinen haben Rivot und Phillips Untersuchungen angestellt. Ann. des mines (4) XIV. 1848. 57.

Was die Fortpflanzung der Wärme in den Gesteinen anbetrifft, so hat Ed. Jannettaz erprobt, dass dieselbe in den einfachen und gemengten, scheinbar dichten oder gleichmässig feinkörnigen Gesteinen mit richtungsloser Structur nach allen Directionen gleichmässig erfolgt. Wird daraus in irgend einer Richtung eine Platte geschnitten, die Schnittfläche mit Wachs überzogen, so schmilzt rings um die Spitze eines erhitzten Platindrahtes das Wachs in einer Curve, welche hier allemal ein Kreis ist. Bei den schieferigen Gesteinen pflanzt sich innerhalb der Schieferungsebene die Wärme ebenfalls nach allen Richtungen gleichmässig fort. Schneidet man dagegen schieferige Gesteine senkrecht zur Schieferungsebene, so erhält man auf solchen Platten als Schmelzcurven Ellipsen, deren kleinere Axe senkrecht auf der Schieferungsebene steht. Die Wärme pflanzt sich demzufolge in den Schiefergesteinen leichter in der Schieferungsebene als in einer darauf senkrechten Richtung fort. Das Verhältniss der kleinen Ellipsenaxe zur grösseren ist z. B. im Gneiss vom St. Gotthard (nach Airolo zu) wie 1 : 1,5 und wird in gewissen Glimmerschiefern wie 1 : 2, selbst wie 1 : 3, d. h. diese leiten die Wärme in der Schieferungsebene doppelt, ja dreifach so gut, als

senkrecht darauf. Bei ungeschieferten, aber mit Schichtung versehenen Gesteinen, wie Mergel, Thon, ist die Schichtung ohne erkennbaren Einfluss auf die Wärmefortpflanzung, welche hier allseitig gleichmässig erfolgt; da hingegen solche Thonmassen, wenn durch künstlichen Druck in ihnen schieferige Structur hervorgerufen wurde, sich ganz wie die natürlichen Schiefer verhalten, so betrachtet Jannettaz den Druck als die Ursache des thermischen Charakters der Schieferungsebene.

Bei Gesteinen, welche durch Abkühlung oder Austrocknung eine Contraction erfahren haben, zeigte sich, z. B. an Quer- und Verticalschnitten von Basalt- und Trachytsäulen, von eingetrockneten Thonprismen, dass, sofern eine Verschiedenheit der Wärmeleitung überhaupt sicher festzustellen war, die Fortpflanzung etwas rascher in einer auf die Absonderungsflächen senkrechten, also mit der Richtung der Contraction parallelen Direction erfolgte. Hat parallel der Contractionsrichtung eine Verdichtung dieser Massen stattgefunden, so fiele also damit das Maximum der Wärmeleitung zusammen.

An Schiefern, welche von zwei einander schiefwinkelig schneidenden, mehr oder weniger senkrecht auf der Schieferungsebene stehenden Kluftsystemen (Diaklasen Daubrée's) durchzogen werden, gewahrt man nicht selten, dass diagonal zu diesen Klüften eine Theilbarkeit des Gesteins geht, eine Erscheinung, welche bei den Steinhauern der Ardennen in der Gegend von Rimogne, Fumay u. s. w. le Longrain heisst. Jannettaz beobachtete, dass auf den Schieferungsebenen solcher Schiefer das Maximum der Wärmefortpflanzung parallel dem Longrain, das Minimum senkrecht zu demselben gerichtet war; die beiden Diagonalen des Diaklasensystems repräsentirten also Maximum und Minimum und er folgert daraus, dass der Longrain wie die Schieferung ein Product des Drucks und kein Contractionsphaenomen sei, weil im letzteren Falle das Wärmeleitungs-Minimum ihm parallel liegen müsse (Bull. soc. géol. (3) II. 1874. 264; ferner III. 1875. 502; IV. 1876. 116. 553; IX. 1880. 196).

Über das Wärmeleitungsvermögen einer Anzahl von Gesteinen hat Emil Less Untersuchungen angestellt; dasjenige bei dem am besten leitenden Marmor aus den Pyrenäen = 1000 gesetzt, erhielt er für andere Gesteine folgende Zahlen als Ausdruck des relativen Wärmeleitungsvermögens: Sächsischer Granit 804; Marmor von Carrara 769; Melaphyr von Idar 726; Granit aus dem Thüringer Walde 713; Kreidesandstein von Strehlen 701; Nephelinbasalt von Mitterteich 690; sächsischer Serpentin 676; Thonschiefer aus dem Schwarzathal 469; gemeiner Thon 275 (Poggend. Annal. Ergänzungsb. VIII. 1878). Etwas Bestimmtes lässt sich nicht daraus abstrahiren. Vgl. auch Kenjiro Yamagawa über das Wärmeleitungsvermögen von Marmor, Excerpt im N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 43.

Mallet bestimmte die specifische Wärme von einer Reihe von Gesteinen und fand, das Wasser = 1 gesetzt: für Diabas vom Rowley Rag 0,204; rothen Granit von Dartmoor 0,180; grauen Granit von Guernsey 0,189; bläulichen Granit von Aberdeen 0,215; Oolith von Caen 0,284; Dolomit 0,245; Sandstein

von Bradford 0,215; Marmor von Devonshire 0,203; Schiefer von Conway 0,218 (Über vulkanische Kraft, übers. von v. Lasaulx, Verh. nat. Ver. pr. Rheinl. u. W. 1875. 197). Vgl. auch W. C. Roberts-Austen und A. W. Rücker über die spec. Wärme beim Basalt (Phil. Mag. (5) Bd. 32. 1891. 353), welche erhielten für das Intervall

20° bis 470°... 0,199; 470° bis 750°... 0,243
750° bis 880°... 0,626; 880° bis 1190°... 0,323.

Der grosse Werth für das Intervall um 800° beruht auf der mit der dann eintretenden Schmelzung verbundenen Wärmeabsorption.

Aus der Inaug.-Dissertation von G. Stadler, »Bestimmung des absoluten Wärmeleitungsvermögens einiger Gesteine« (Zürich 1889) ergeben sich folgende Zahlen, wobei als Maasseinheiten Gramm, Centimeter, Minute und 1° C. vorausgesetzt sind:

	Dichte	specifische Wärme	inneres Wärmeleitungsvermögen
Granit, Schwarzwald	2,660	0,1949	0,4545
Granit, Baveno	2,596	0,1941	0,5850
Granit, Schwarzwald	2,660	0,1963	0,4841
Gneiss, Osogna, Tessin	2,685	0,1947	0,4902
Syenit	2,510	0,1986	0,2653
Porphyr	2,620	0,1966	0,5013
Basalt, Mittelrhein	2,970	0,1988	0,4035
Serpentin	2,680	0,2439	0,5037
Trachyt, Siebengebirge	2,550	0,2089	0,2759
Andesit	2,780	0,1993	0,4111

XI. Allgemeines über die Bildungsweise der Gesteine.

Bei einer ganz allgemeinen Erörterung der Verhältnisse, unter denen die Bildung der Gesteine von statten geht, sind zunächst, um den Boden der Thatsachen nicht zu verlassen, diejenigen Wege zu ermitteln, auf welchen vor unseren Augen Gesteine gebildet werden.

Hier bietet sich gleich zuerst ein grosser Gegensatz dar: ein Theil, weitaus der grösste, der Gesteinsbildungen heutiger Tage erfolgt in der Weise, dass dabei Wasser im Spiele ist, indem das Gesteinsmaterial meistens als ein Bodensatz aus dem Wasser abgelagert wird; ein anderer Theil der Gesteine hingegen dringt (in einem geschmolzen-plastischen Zustande) als sog. Lava aus den Tiefen der Erde an die Oberfläche, wo sie alsdann abgelagert werden und erstarren. Je nach der Art der Ablagerung unterscheidet man daher im allgemeinen sedimentäre Gesteine, solche, welche sich als Sediment, als Bodensatz aus Gewässern darstellen, und Eruptivgesteine, solche, deren Material auf dem Wege einer Eruption beschafft worden ist.

Die Bildung der Sedimentärgesteine geht auf verschiedene Weise vor sich. Einestheils dadurch, dass aus dem Wasser ganz feiner Sand, Schlamm u. s. w., welche darin suspendirt waren, zu Boden sinken, oder dass gröbere Gesteinsfragmente mit Hülfe des Wassers irgendwo deponirt werden; so entstehen z. B. Sandsteine, Lehmablagerungen, Conglomeratschichten. Es sind dieses also mechanische Ablagerungen aus dem Wasser und diese werden auch als eigentliche Sedimentärbildungen bezeichnet. Anderentheils begegnen wir Gesteinsbildungen, welche derart vermittelt werden, dass sich durch irgend einen Process, sei es Verdunstung, sei es Entweichen eines lösenden Gases, Stoffe aus dem Wasser abscheiden, welche sich darin gelöst befanden; auf diese Weise geht der heutige Absatz von Kalktuff, von Kieselsinter, von Salzschichten, von Raseneisenstein u. s. w. vor sich; diese Bildungen erweisen sich demnach als chemische Sedimente.

Ausserdem bilden sich noch unter dem Einfluss des Wassers Ablagerungen vermittels organischer Vorgänge, welche man ebenfalls zu den Sedimentärbildungen im weitesten Sinne des Begriffs rechnet. Man unterscheidet dabei: zoogene Ablagerungen, solche, welche durch die Lebensthätigkeit der Thiere vermittelt werden; so entstehen Muschelbänke, Korallenriffe; die eigentliche Anhäufung der Organismenreste ist in vielen Fällen ein Vorgang, der den mechanischen Sedimentbildungen überaus nahe steht. Daneben bezeichnet man als phytogene Ablagerungen diejenigen, welche aus pflanzlichen Wesen hervorgegangen sind, z. B. Torf, sog. Infusorienschichten. Oft erweisen auch diese sich als eigentliche Sedimente, indem die Pflanzenkörper durch das Wasser zusammengeschwemmt werden.

Auf diese Weise kann man somit, gestützt auf die Beobachtung jetziger Vorgänge, folgende Bildungsweisen der Gesteine unterscheiden:

- Sedimentärbildungen,
  - mechanische Ablagerungen, eigentliche Sedimentbildungen,
  - chemische Ablagerungen,
  - durch organische Vorgänge vermittelte Ablagerungen,
    - zoogene Ablagerungen,
    - phytogene Ablagerungen.
- Eruptive Bildungen.

Die Sedimentärgesteine, bei deren Bildung das Wasser eine Rolle spielt, pflegt man auch neptunische, die Eruptivgesteine, deren Material durch die Vulkane geliefert wird, vulkanische oder Erstarrungsgesteine zu nennen. Zweckmässig scheinen auch die für die beiden Abtheilungen gewählten Bezeichnungen hydatogen und pyrogen; erstere drückt die Entstehung unter Mitwirkung des Wassers aus und ist in manchen Fällen dem Ausdruck sedimentär vorzuziehen, da es in der That nicht immer ein eigentlicher Act des Sich zu Bodensetzens war, wodurch die Bildung dieser Gesteine von statten ging. Die Bezeichnung pyrogen ist von dem feurig erweichten Zustand hergenommen, den die vulkanischen Eruptivgesteine bei ihrem Ausbruch zeigen. — Anhangsweise

sei bemerkt, dass für mechanische Sedimentbildungen nicht immer das Wasser, sondern auch die Luft das Medium abgibt; so erfolgen Anhäufungen vulkanischen Sandes rings um die Vulkane dadurch, dass die aus denselben in die Luft geschleuderten Aschen- und Schlackentheilchen zu Boden fallen. Auch die Schnee- und Eisablagerungen bilden sich durch Niederschlag aus der Atmosphaere.

Es sind dies alles Gesteinsbildungen, welche sich vor unseren Augen ereignen und wir sind daher vollkommen befugt, mit grösster Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass in früheren Perioden der Erdbildung die gleichen Processe vor sich gingen.

Die eruptive Entstehungsweise ist mit einer Anzahl von gewissen, für sie charakteristischen Verhältnissen sowohl der Ablagerung als der Gesteinsausbildung verbunden, welche untereinander in einem ursächlichen Zusammenhang stehen und, sobald sie in ihrer Mehrzahl an einem Gestein wahrnehmbar sind, als maassgebende Anhaltspunkte für die Eruptivität desselben gelten können. Zu diesen Momenten, welche freilich im einzelnen und für sich genommen, die eruptive Herkunft noch nicht endgültig erweisen, gehören: die durchgreifende Lagerung, das Hindurchsetzen durch andere Gesteine in Form von Gängen und Stöcken, das Eindringen in dieselben in Gestalt von intrusiven Lagern, die oberflächliche Aufthürmung des Gesteinsmaterials zu primitiven Kuppen, seine Ausbreitung zu geflossenen Decken und Strömen; die Störungen des benachbarten Gebirgsbaus, die Stauchungen und Windungen der angrenzenden Schichtenenden, die Zerspaltungen des Nebengesteins und das aderweise Eindringen der Gesteinsmasse in dasselbe; die Zermalmung des Nebengesteins und die Bildung von Reibungsbreccien, das Erfülltsein mit Bruchstücken des Nebengesteins, welche nachweislich nicht von der Seite her stammen, sondern aus der Tiefe mit emporgefördert worden sind; das Begleitetsein von Massen, welche ihrer Natur nach unseren heutigen ausgeworfenen vulkanischen Aschen, Sanden und Lapilli entsprechen. Die eigenthümlichen Einwirkungen auf das Nebengestein oder auf umschlossene Fragmente desselben, die sog. Contactmetamorphosen, welche sich als Frittung, Verglasung, Verkokung, Umkrystallisirung, Erfüllung mit neugebildeten Mineralien kundgeben. Während sich diese Punkte auf die Lagerung oder Wirkungsweise der Eruptivgesteine beziehen, können folgende petrographische Verhältnisse als durch die eruptive Entstehung bedingte Charaktere gelten: Vorhandensein der richtungslosen, gleichmässig-körnigen, echt porphyrischen oder ophitischen Structur und Fehlen echter Schichtung oder Schieferung, wie sie bei Sedimentgesteinen vorkommt; glasiges, echt schlackiges, blasiges oder mandelsteinartiges Gefüge; Gegenwart von Glassubstanz zwischen den krystallinischen Mineralgemengtheilen oder von mikroskopischen primären Glaseinschlüssen innerhalb derselben; dieses Glas bildet im ersteren Falle die schliesslich verfestigten Reste, im letzteren die von den auskrystallisirenden Mineralien eingehüllten Theilchen des geschmolzen gewesenen Eruptivmagmas; die sog. Fluctuationsstructur, welche, gewöhnlich im mikroskopischen Maassstab, die Bewegungen, Wallungen, Strömungen und Stauchungen innerhalb der sich verfestigenden noch

halbplastischen Eruptivmasse unserer Wahrnehmung aufbewahrt hat. Auch die säulenförmige oder sphaeroidische Absonderung der Eruptivgesteine hängt mit ihrer Entstehung zusammen, desgleichen werden dieselben stets völlig frei von fossilen organischen Überresten befunden.

Eine Anzahl von älteren Gesteinen ist in allen ihren Beziehungen, ihrer Substanz, ihren Lagerungsverhältnissen u. s. w. so vollkommen denjenigen analog, deren Bildung wir heutzutage verfolgen können, dass die Entstehung derselben nicht zweifelhaft sein kann. So wird Niemand Anstand nehmen, den Sandsteinen der verschiedenen Formationen denselben sedimentären Ursprung zuzuschreiben, welchen die in der Jetztzeit sich bildenden Sandsteine besitzen, für die basaltischen Lavaströme erloschener Vulkane kann die eruptive, pyrogene Natur nicht füglich in Frage gestellt werden, welche auch den älteren Strömen und Decken von Basalt, Trachyt, Andesit, Porphyrit u. s. w. nach der Art und Weise ihrer Ergusserscheinungen, ihrer mineralischen Beschaffenheit und ihrer Wirkungen auf das Nebengestein eigen gewesen sein muss.

Wenn diese an die Oberfläche getretenen vulkanischen Gesteine Producte der Erstarrung einer Schmelzmasse sind, so kann man sich auch vorstellen, obschon nicht direct beobachten, dass eine solche Verfestigung geschmolzener Massen in *grösseren Erdtiefen* vor sich geht, wobei dann, unter abweichenden Bedingungen von Druck und Temperatur etwas anders beschaffene Producte entstehen werden. In der That gibt es eine Anzahl weitverbreiteter Gesteinsvorkommnisse, z. B. viele Granite, Syenite, Gabbros, die sich zwar auch als Erstarrungsgesteine bekunden, aber auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse und mineralischen Ausbildung den Voraussetzungen entsprechen, welche sich an die Festwerdung aus dem Schmelzfluss in *unterirdischen* Hohlräumen knüpfen; sie bilden die Abtheilung der *plutonischen* Felsarten. — Sofern es wahrscheinlich ist, dass ein Erstarrungsgestein nicht rein pyrogener Natur, sondern sein Schmelzfluss mehr oder weniger mit Wasserdampf beladen war (wofür auch moderne Laven Beispiele bieten), spricht man von einem *hydatopyrogenen* Gestein.

Von den vielfachen Veränderungen und *Umwandlungen*, von denen ein grosser Theil der Gesteine nach ihrer ursprünglichen Bildung betroffen worden ist, handelt ein besonderer Abschnitt.

Immerhin bleibt, auch unter Anerkennung eingetretener Umwandlung, noch eine Gruppe von Gesteinen übrig, über deren eigentliche Genesis wir uns zur Zeit noch in mehr oder weniger grosser Ungewissheit befinden, bei denen es an entscheidenden Beweisen mangelt, auf welche Weise man sich ihre Bildung vorzustellen habe; mit Naumann kann man solche Gesteine, zu denen z. B. viele krystallinische Schiefer gehören, als *kryptogene* bezeichnen.

XII. Veränderungen an den Gesteinen.

Während manche Gesteine sich noch in demselben oder fast demselben Zustand befinden, welchen sie bei ihrer Ablagerung und Verfestigung angenommen haben, hat vielleicht der grössere Theil derselben durch Einflüsse verschiedener Art eine mehr oder weniger tief eingreifende *Veränderung*, sei es der Substanz oder Structur oder der inneren Gestaltung nach, oder auch in mehreren dieser Beziehungen zugleich erfahren. Diese Veränderungen können so allgemein erfolgt sein, dass eine Gesteinsablagerung in ihrer vollen und ganzen Ausdehnung davon betroffen wurde und zwar dermassen, dass von dem ursprünglichen Bestand nichts oder fast nichts übrig blieb. Manche Gesteine, welche man als eigenthümliche und selbständige zu betrachten pflegte, haben sich als das Product einer mehr oder minder weit gediehenen Veränderung eines anderen Gesteins herausgestellt; für gewisse Vorkommnisse erkennt man, dass sie sich in besonderen Stadien oder Etappen eines regelrecht verlaufenden Umwandlungsprocesses befinden. Die Ursachen, durch welche die hier in Rede stehenden Veränderungen hervorgebracht werden, können in sehr vielen Fällen mit Zuverlässigkeit als solche ermittelt werden, wenn auch über die eigentliche Wirkungsweise dieser Ursachen auf manchen Gebieten nur Vermuthungen oder noch Zweifel bestehen. Ein mehr oder weniger bestimmter Nachweis einer eingetretenen Veränderung ist namentlich da zu führen, wo dieselbe, auf besondere Orte beschränkt, das Gestein nur an gewissen Stellen seiner Verbreitung betraf und wo sich daher auch ein allmählicher Übergang aus dem veränderten in das unveränderte Gestein zeigt.

Die hier in Betracht kommenden Veränderungen lassen sich, soweit bekannt, folgendermassen gliedern, indem sie erzeugt werden:

1) durch die Einwirkung der Atmosphaerilien, durch einfache und complicirte Verwitterung und Zersetzung auf nassem Wege, sowie damit in Verbindung stehende Neubildungen.
2) durch vulkanische Exhalationen.
3) durch Berührung mit einem später durchgedrungenen Eruptivgestein.
4) durch gewöhnliche natürliche Verbrennungsprocesse, insbesondere durch Kohlenbrände.
5) durch Druck und Verschiebung bei gebirgsbildenden Vorgängen.

Als *Metamorphismus* wird die Erscheinung bezeichnet, dass ein vorhandenes Gestein durch eine geologische Ursache, welche von der erfolgten ursprünglichen Bildung desselben unabhängig ist, eine derartige Veränderung erfährt, dass ein wohlcharakterisirter *neuer Gesteinstypus* entsteht; so liegt z. B. ein Fall von Metamorphismus vor, wo ein kryptokrystallinisch abgelagerter Kalkstein eine Umkrystallisirung zu körnigem Marmor erfahren hat, wo ein ehemaliges Aggregat von Olivin durch Wasseraufnahme und innere Umkrystallisirung zu Serpentin geworden ist, während man einen Granit, dessen Feldspathbestand-

theil durch Zersetzungsvorgänge in eine kaolinische Masse umgewandelt worden ist, deshalb noch nicht metamorphischen Granit nennt.

Durch diese Umwandlungsprocesse kann es geschehen, dass ein Gestein nach seiner Veränderung einen Mineralgehalt aufweist, welcher mit demjenigen eines anderen Gesteins zwar übereinstimmt, in diesem letzteren aber das Resultat der ursprünglichen Verfestigung, hier nicht secundären Charakters ist. So tritt vielfach in einem Gemenge aus Plagioklas und Augit (Diabas) eine Umwandlung des Augits in Hornblende ein und dieses Plagioklas-Hornblendegestein gewinnt dadurch eine äussere Ähnlichkeit mit einem solchen aus denselben beiden Mineralien bestehenden, in welchem aber die Hornblende primäre Natur besitzt (Diorit). Bei solchen metamorphisch veränderten Gesteinen ist es nicht zweckmässig, sie mit dem Namen desjenigen Typus zu belegen, dem sie durch die Veränderung ähnlich, oft blos scheinbar ähnlich geworden sind. Eine solche Bezeichnung würde nur zur missverständlichen Auffassung der von dem Gestein gespielten geologischen Rolle führen, welche niemals ausser Acht gelassen werden darf. Und so ist es denn entschieden vorzuziehen, der Benennung solcher Gesteine eine Form zu geben, in welcher zuvörderst auch zum Ausdruck kommt, was sie früher gewesen sind, und nicht einen Namen zu wählen, der sie in erster Linie zu etwas stempelt, mit welchem sie genetisch keine Gemeinschaft haben.

1. Veränderungen durch Atmosphaerilien, Verwitterung, Zersetzung und Neubildung.

Durch die von Temperaturwechseln unterstützte Einwirkung von Atmosphaerilien, bei welchen besonders der Sauerstoff, die Kohlensäure und das Wasser thätig sind, erfahren manche Gesteine mehr oder minder auffallende Veränderungen, die im allgemeinen den Charakter von Verwitterungen an sich tragen, sofern man mit G. Bischof unter Verwitterung diejenige durch Atmosphaerilien verursachte Zersetzung versteht, bei welcher mit allmählichem Verlust von Bestandtheilen kein anderer Ersatz als die Aufnahme von Sauerstoff, Kohlensäure und Wasser, zugleich aber ein Verlust der Consistenz und selbst der Form verbunden ist. Natürlich betreffen derartige Veränderungen zunächst die Oberfläche des Gesteins, dringen aber auch tiefer auf Spalten und Fugen ein. So entsteht in dem ersten Stadium der Wirkung häufig eine Verfärbung, eine Röthung oder Bräunung des Gesteins, vorwiegend bedingt durch die Überführung des Eisenoxyduls in Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat, bei kohlenstoffhaltigen Gesteinen auch eine Bleichung durch allmähliche Entfernung des Kohlenstoffs als Kohlensäure. Der in Wasser gelöste Sauerstoff und die feuchte Luft bewirken Oxydation oder Oxydation verbunden mit Aufnahme von Wasser. Vielfach ist diese Einwirkung der Atmosphaerilien auch verknüpft mit der Bildung und Ablagerung von Metalloxyden, namentlich des Eisens und Mangans, welche auf Klüften und Fugen als Anflug, als Überzug oder in der Form von Dendriten auftreten; andererseits

auch bisweilen mit Bildung von löslichen Salzen (Bittersalz, Alaun, Eisenvitriol, Salpeter), die auf der verwitterten Oberfläche als mehliger Beschlag oder als flockige Ausblühungen hervortreten. Weitere Wirkungen dieser Verwitterung beruhen in einer Auflockerung des Gesteins, einer Entstehung von Schalen, in einem endlichen Zerfall zu einer gröber- oder feinerkörnigen grusigen Masse.

Bei diesen Vorgängen verhalten sich die verschiedenen, an dem Aufbau der Gesteine betheiligten Mineralien natürlich abweichend. Während etliche Gesteinsgemengtheile in reinem oder Kohlensäure enthaltendem Wasser sich langsam oder schneller, aber vollständig lösen, werden andere Mineralien in der Weise angegriffen, dass nur gewisse Bestandtheile sich lösen und ein nicht mehr der ursprünglichen Zusammensetzung entsprechender Rückstand als Rest zurückbleibt, welcher der Lösung widersteht. Ohne Rest lösen sich von den hier in Betracht kommenden Substanzen in solchem Wasser z. B. Kalkspath u. a. Carbonate, Steinsalz, Gyps. Übrigens sind wohl die meisten Gesteinsgemengtheile in überaus geringen Spuren selbst in reinem Wasser theilweise löslich, wie denn z. B. die Gebrüder W. B. und R. E. Rogers dargethan haben, dass eine ganze Menge von Mineralien, wie Feldspath, Chalcedon, Glimmer, Augit, Hornblende, Turmalin, Axinit, Olivin die ihnen beigelegte absolute Unlöslichkeit im Wasser nicht besitzt; namentlich tritt dies hervor, wenn die Mineralien im sehr fein gepulverten Zustand vom Wasser angegriffen werden. Darauf beruht auch die alkalische Reaction, welche das mit Wasser befeuchtete Pulver vieler als unlöslich geltender Mineralien selbst schon ohne Glühen erkennen lässt, eine Erscheinung, worauf Kenngott wieder die Aufmerksamkeit gelenkt hat (N. Jahrb. f. Miner., 1867. 77. 302), vgl. auch Doelter in Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 319.

Das so beschaffene Wasser wirkt aber nicht nur theils völlig, theils partiell lösend, sondern es kann auch chemisch gebunden in die Substanz eintreten; aus dem wasserfreien Anhydrit wird Gyps, aus Eisenoxyd Brauneisen: oder der veränderte, aus einem wasserfreien Mineral entstandene Rest nimmt Wasser auf; so lässt Olivin wasserhaltigen Serpentin, Feldspath wasserhaltigen Kaolin als Rest. — Über die Einwirkung des kohlensäurehaltigen Wassers auf Mineralien vgl. z. B. Jul. Rich. Müller in Min. Mittheil. 1877. 25; s. ferner Ernst Walter Hoffman, Unters. über d. Einfluss v. gewöhnlichem Wasser auf Silicate, Inaug.-Diss. Leipzig 1882; A. Johnstone, Einwirkung von reinem und kohlensäurehaltigem Wasser auf Glimmermineralien, Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 363.

Durch die genannten Vorgänge müssen nun Lösungen von sehr verschiedener Art beschafft werden, Carbonate von Kalk, Magnesia, Eisenoxydul, Alkalien, begleitet von Kieselsäure, Silicate der angeführten Basen, Thonerdesilicate, Thonerde in Alkalicarbonat gelöst u. s. w. Indem so zusammengesetzte Solutionen auf die Gesteinsgemengtheile einwirken, wird dem Spiel der chemischen Verwandtschaften und des gegenseitigen Austausches ein überaus weites neues Feld eröffnet, und es erfolgen diejenigen Processe, welche man die complicirte Verwitterung oder die eigentliche Zersetzung nennt. Der Vorgang lässt sich in den meisten Fällen mit G. Bischof schematisch so darstellen, dass die mit dem

Mineral A zusammentreffende Lösung B an ersteres B abgibt und dafür A aufnimmt, oder es entsteht aus dem Mineral AB und der Lösung CD die Lösung AD, wobei die schwerer lösliche Verbindung BC zurückbleibt; letztere kann sich mit einer zweiten in der Lösung vorhandenen oder später zutretenden Verbindung so umsetzen, dass von dem ursprünglichen Mineral AB nichts übrig bleibt. Die umwandelnden Wirkungen, welche sich auf diesem Gebiete zeigen, werden bekanntlich vor Allem an den Umwandlungspseudomorphosen in unzweifelhafter Thatsächlichkeit erblickt. Für sehr viele Fälle lässt sich der specielle Verlauf des stattgefundenen Vorgangs mit äusserster Wahrscheinlichkeit feststellen, bei vielen anderen ist man blos auf Vermuthungen über die Natur der ihn vermittelnden Lösungen angewiesen. Wenn man wahrnimmt, dass Epidot sowohl aus Orthoklas, als aus Oligoklas und Labradorit, als aus Hornblende, weiterhin wiederum aus Augit oder aus Skapolith hervorgehen kann, so muss daraus ein sehr verschiedenartiger Gang dieser Processe erschlossen werden. — U. a. gehören hierher die Umwandlung von Orthoklas in Kaolin, Muscovit, Epidot; die von Leucit, Nephelin und Haüyn in Zeolithe; von Biotit in chloritische Substanz, Speckstein; von Augit in ein Aggregat von Grünerde, Calcit und Magnetit, ferner in Epidot, chloritische Substanz, Serpentin, Jaspis, Magnetit; von Hornblende in Chlorit, Epidot, Serpentin, Talk; von Granat in Chlorit, Epidot, Glimmer, Serpentin, Talk; von Andalusit, Cyanit, Cordierit, Skapolith in Glimmer; von Olivin in Serpentin, Talk, Amphibol; von Topas und Beryll in Kaolin; von Rutil und Titaneisen in Titanit u. s. w. Aus einem wasserfreien Mineral braucht bei diesen Vorgängen nicht immer ein wasserhaltiges zu entstehen, wie das Hervorgehen von Hornblende aus Olivin oder Augit zeigt. Durch die fortschreitenden Umwandlungen der Mineralien gewinnen die Gesteine eine immer grössere Manchfaltigkeit der mineralogischen Zusammensetzung.

Die Umwandlung der Mineralkörper schreitet auf den verschiedensten Wegen gegen die frische Substanz vor, theils vorhandenen Spaltrissen, Sprüngen oder mikroskopischen Capillarspältchen, auch fremden Einschlüssen im Mineral folgend, theils sich nach der verschiedenen physikalischen Beschaffenheit im Inneren des Krystalls richtend; und zwar entweder in unregelmässigen, körnigen, flockigen oder strahligen Partikelchen oder andererseits in Krystallcontouren erscheinend, welche bald dem Umwandlungsproduct, bald dem ursprünglichen Mineral eigenthümlich sind. In seltenen Fällen beginnt übrigens auch die Veränderung im Inneren der Krystalle.

Zur Feststellung der erfolgten Umwandlung eines Minerals in ein anderes sollte man sich grösserer Vorsicht bedienen, als häufig geschehen ist. Tritt ein Mineralaggregat als wahrhafte Pseudomorphose in den Formen eines anderen auf, so ist das Hervorgehen des ersteren aus dem letzteren sicher gewährleistet. Aber oft hat man die blosse Thatsache, dass ein Mineral, wie es bei beginnender Pseudomorphosirung der Fall zu sein pflegt, ein anderes äusserlich umrandet, oder die Erscheinung, dass zwei Mineralien in enger Verschränkung und Durchdringung mit einander verwachsen sind, ohne weiteres unter Anwendung des trügerischen

Grundsatzes »cum hoc, ergo ex hoc« für einen Beleg dafür ausgegeben, dass das eine aus dem anderen entstanden sei; vielfach ist die Rede von Einschleichen, Aufzehren, Ersetzen, ohne dass genügend das Ausgeschlossensein der Auffassung dargethan ist, dass es sich bei dem diesen Eindruck gewährenden Object um eine gewöhnliche primäre Verwachsung zweier Substanzen handelt. Auch ist es bedenklich, eine Reihe von Erscheinungen ohne weiteres von dem Gesichtspunkt aus mit einander zu verbinden, dass die eine das weiter fortgeschrittene Stadium der anderen sei.

Die Umwandlungsvorgänge, denen die einzelnen hier in Betracht kommenden Mineralien auf diesem Wege anheimfallen, sind schon zur Hauptsache in dem früheren Abschnitt hervorgehoben, wo von den letzteren als Gesteinsgemengtheilen die Rede war (vgl. S. 192 ff.). Zum Schluss mag nur noch eine allgemeine Zusammenstellung der hauptsächlichen hydrochemischen Processe folgen, welche für die Gesteine von besonderem Belang sind; diese Gesetze festgestellt zu haben ist vor allem das unvergängliche Verdienst von Gustav Bischof (Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie, 2. Aufl. Bonn 1863—66); auch J. Lemberg verdankt man vieles auf diesem Gebiete. Eine vortreffliche und sehr vollständige Übersicht der die einzelnen Mineralien betreffenden Umwandlungsvorgänge dieser Art gewährt J. Roth in seiner Allgem. und chem. Geologie Bd. I. Berlin 1879.

1) Einfache Auflösung durch atmosphaerisches Wasser; ihr fallen z. B. Steinsalz, Gyps, Vitriole, Alaune anheim, welche dann aus der Lösung wieder auskrystallisiren können.

2) Lösung der Carbonate (Kalkspath, Eisenspath u. s. w.) im kohlensäurehaltigen Wasser; aus den gebildeten Bicarbonat-Lösungen (z. B. $CaO + 2CO_2 + H_2O$) wird beim Verdunsten eines Theiles der Kohlensäure das Carbonat anderswo wieder ausgeschieden; so können solche Carbonate im weitesten Maasse ebenfalls ihren Ort verändern. 100 Theile kohlensäurehaltiges Wasser lösen von Kalkspath 10—12, von Eisenspath 7,2, von Magnesitspath 1,2 Gewichtstheile.

3) Hydratisirung oder Umwandlung wasserfreier Substanzen in wasserhaltige, z. B. diejenige des Anhydrits in Gyps, des Eisenoxyds in Eisenoxydhydrat, des Olivins in Serpentin; wirksam auch bei der Zeolithbildung.

4) Hydratisirung unter Austreibung von Kohlensäure; das Wasser als solches kann, während langer Dauer in steter Zufuhr begriffen, eine so schwache Säure wie die Kohlensäure austreiben und selbst als Säure wirken. Darauf beruht u. a. das Hervorgehen von Eisenoxydhydrat (Brauneisen) aus Eisenoxydulcarbonat (Eisenspath).

5) Oxydation durch sauerstoffbeladenes Wasser, ein sehr weitverbreiteter Process, durch welchen Metalloxydule (z. B. von Eisen, Mangan) zu Metalloxyden, insbesondere aber auch Schwefelmetalle zu (wasserhaltigen) schwefelsauren Metalloxyden werden, z. B. Eisenkies zu Eisenvitriol; durch die gebildeten Vitriole werden weitere Wechselzersetzungen eingeleitet.

6) Reduction durch Wasser, welches mit organischen Stoffen beladen ist, ein Vorgang, welcher dem eben angeführten entgegenwirkt; er bringt z. B. eine Wiederherstellung der Schwefelverbindungen aus den betreffenden entstandenen Vitriolen, eine Reduction der Oxyde in Oxydule hervor. Sulfate von Alkalien oder alkalischen Erden werden dadurch unter Bildung von Schwefelwasserstoff zu Schwefellebern reducirt (welche dann ihrerseits die Silicate, Carbonate, Sulfate der Metalle als Schwefelmetalle fällen können).
7) Kohlensäurehaltiges Wasser zersetzt bei gewöhnlicher Temperatur die Silicate von Kalk, Kali, Natron, Eisenoxydul, Manganoxydul, wobei Carbonate dieser Basen gebildet werden und freie Kieselsäure entsteht; die verbreitetsten Silicate als Gemengtheile der Felsarten unterliegen theilweise diesem Vorgang, wie Feldspathe, Augite, Hornblenden u. s. w. Dabei setzen sich Kalkspath, Eisenspath u. s. w. ab, die freie Kieselsäure bildet Quarz oder Opal. Die entstehenden gelösten Carbonate verursachen ihrerseits weitere hydrochemische Processe (Nr. 8, 10, 13, 15, 17). Thonerdesilicat wird nicht, Magnesiasilicat nur ganz spurenhaft von kohlensäurehaltigem Wasser angegriffen.
8) Auch kohlensaure Alkalien zersetzen Kalksilicat: es bildet sich Alkalisilicat und kohlensaurer Kalk, welcher vielfach fortgeführt wird, so dass blos in dem Silicat eine Ersetzung des Kalks durch Alkali stattgefunden hat. Magnesiasilicat verhält sich auch kohlensauren Alkalien gegenüber sehr widerstandsfähig.
9) Eine Anzahl von basischen Silicaten wird durch stärkere Säuren auf nassem Wege zersetzt, unter Abscheidung von Kieselsäure. Die Schwefelsäure z. B., welche an Solfataren und thätigen Vulkanen aus Schwefelwasserstoff oder schwefeliger Säure entstanden ist, treibt die schwächere Kieselsäure aus ihren Verbindungen aus und bildet mit den Basen Sulfate (Gyps, Alaun u. s. w.).
10) Alkalicarbonat zersetzt den schwefelsauren Kalk zu Kalkcarbonat und schwefelsaurem Alkali.
11) Alkalisilicate werden durch schwefelsauren Kalk, schwefelsaure Magnesia, Chlorcalcium oder Chlormagnesium zersetzt: es bilden sich Kalk- oder Magnesiasilicat, daneben schwefelsaure Alkalien oder Chloralkalien; eventuell eine rückläufige Wiederherstellung des nach Nr. 8 Zersetzten.
12) Kalksilicate werden zersetzt durch schwefelsaure Magnesia; es entstehen Magnesiasilicate und löslicher schwefelsaurer Kalk; ebenfalls durch Chlormagnesium, wobei Magnesiasilicate und lösliches Chlorcalcium hervorgehen (vgl. Nr. 15).
13) Kalisilicate werden durch Magnesiabicarbonat zersetzt: es bildet sich Magnesiasilicat und lösliches Kalicarbonat (bei Feldspathen). Alkalisilicate erleiden ebenso eine Zersetzung durch Eisenoxydulbicarbonat, wobei Eisenoxydulsilicat entsteht.
14) Kalisilicat wird durch Chlornatrium zersetzt; dadurch wird Natronsilicat und Chlorkalium gebildet; so kann Natron an die Stelle von Kali treten; analog geht auch der umgekehrte Process vor sich.

15) Kalksilicat und Magnesiabicarbonat erzeugen Kalkbicarbonat und Magnesiasilicat; so kann Magnesia an die Stelle des Kalks treten (vgl. Nr. 12).
16) Thonerdesilicate werden zersetzt durch schwefelsauren Kalk oder Chlorcalcium zu Kalksilicaten, wobei sich nebenher Thonerdesulfat oder Chloraluminium bildet; desgleichen durch schwefelsaure Magnesia oder Chlormagnesium, unter Erzeugung von Magnesiasilicat und denselben beiden löslichen Aluminium-Verbindungen.
17) Kohlensaure Alkalien zersetzen Fluorcalcium unter Bildung von kohlensaurem Kalk und löslichen Fluoralkalien; gelöstes Fluornatrium zersetzt Kalksilicat; es bildet sich kieselsaures Natron und wieder Fluorcalcium; gelöstes Fluorkalium zersetzt Thonerdesilicat, wobei Kalisilicat und Fluoraluminium entstehen.

Mit allen diesen Vorgängen der Zersetzung und Umwandlung gehen selbständige Neubildungen von Mineralien auf nassem Wege Hand in Hand; so können in den auf diese Weise veränderten Gesteinen Feldspath, Quarz, Amphibol, Muscovit, Biotit, Epidot, Titanit, Magnetit, Calcit, Serpentin, Talk u. s. w. entstehen, welche dem ursprünglichen Gesteinsbestande gar nicht angehört haben, ja es mag geschehen, dass die primären Gemengtheile sammt und sonders verschwunden und durch andere secundäre ersetzt sind, wobei der Gesteinscharakter völlig alterirt wird. Bei Umwandlungsvorgängen dieser Art darf auch der Automorphismus von Gemengtheilen nicht mehr als Argument für die primäre Natur gelten.

An dieser Stelle muss auch Einiges über die auf gewöhnlicher Zersetzung beruhende Umwandlung von Glas in krystallinische Substanzen angeführt werden.

Dass das künstliche Glas einer solchen Veränderung im Laufe der Zeit unter dem Einfluss der Atmosphaerilien anheimfallen kann, ist nicht zweifelhaft. Brewster beschreibt z. B. von Gläsern aus Niniveh u. a. antiken Orten, dass in dem zersetzten Häutchen sich concentrische achatähnliche Entglasungsringe um isolirte Punkte gebildet und dass Gruppen von Krystallen oder Krystalliten, »probably of silex«, sich in den Zersetzungsschichten unabhängig entwickelt hatten (Trans. royal soc. of Edinb. XXII. 607; XXIII. 193). Auch berichtete er, dass ein Glas, gefunden unter den Ruinen einer Kathedrale, eine heterogene krystallinische Structur angenommen habe (British association report for 1840). — Bei den 1857 angestellten Versuchen von Daubrée wurde die Einwirkung des Wassers durch die Hitze potenzirt: hermetisch verschlossene Glasröhren, welche kaum $\frac{1}{3}$ ihres Gewichts an Wasser enthielten, wurden mehrere Tage einer Temperatur unterhalb der beginnenden Rothgluth ausgesetzt und zeigten dann nicht nur eine gänzliche Umänderung der Structur in eine weisse, poröse kaolinähnliche Substanz, überkrustet mit unzähligen bipyramidalen Quarzkrystallen, sondern hatten auch ein sehr deutlich faseriges und selbst ausgezeichnet schieferiges Gefüge gewonnen. Das Glas zerlöste sich leicht in concentrische Blätter, die im Allgemeinen parallel gingen der ursprünglichen Oberfläche der Röhre und so

dünn waren, dass 10 auf 1 mm kamen. Selbst wenn das angegriffene Glas seinen glasigen Charakter noch behalten, erschienen diese feinen Zonen wie die Zeichnungen eines Achats. Das umgewandelte Glas schmilzt leicht wie die Zeolithe unter Aufbrausen und wird selbst von kalten Säuren angegriffen; es hat chemisch Ähnlichkeit mit dem Pektolith. In anderen so veränderten Gläsern beobachtete er u. d. M. als neu entstandene Producte: 1) fast undurchsichtig gelbliche Sphaerolithe, mit Spitzen besetzt, ein Interferenzkreuz liefernd; 2) unzählige nadelförmige Mikrolithen, farblos, bisweilen isolirt, meist gruppenweise vereinigt, widerstandsfähig gegen Säuren; 3) dunkelgrüne Krystalle von Pyroxen (vgl. S. 441). Obsidian wurde so in eine graue krystallinische Masse vom Ansehen des Trachyts umgeändert (Géologie expérimentale 1879. 158).

Dass auch das natürliche Gesteinsglas einer ähnlichen Umwandlung durch natürlich wirkende Agentien fähig sei, ist seit längerer Zeit theils beobachtet, theils gemuthmasst worden. Im Krater der Insel Vulcano wird der Obsidian durch die heissen, schwefelwasserstoffhaltigen Wasserdämpfe in eine schneeweisse, thonsteinähnliche Masse umgewandelt, deren Klüfte mit Schwefel- und Gypskrystallen bekleidet sind (Friedr. Hoffmann, Poggend. Annal. XXVI. 1832. 38; leider ist dies Product nie mikroskopisch untersucht worden). Herm. Vogelsang war schon 1867 (Philos. d. Geologie 144. 153. 194) zu der Annahme geneigt, dass die Beschaffenheit der porphyrischen Grundmasse das Resultat einer secundären molekularen Entglasung sei, welche auf nassem Wege eine ursprünglich glasig ausgebildete Substanz von der Natur der hyalinen Pechsteinmasse betroffen habe; er hebt auch hervor, dass sich sowohl für die Grundmasse als für die grösseren Feldspathkrystalle mitunter die durch Spalten oder rothe Farbenstreifung angedeutete Richtung nachweisen lasse, welche von der die Umwandlung vermittelnden Molekularströmung eingeschlagen worden sei; ferner dass ein in compacter Krystallmasse liegender, gegen secundäre Einflüsse geschützter Glaseinschluss auch als solcher unversehrt gefunden werde, wogegen andererseits der Einfluss einer durchsetzenden Spalte auf die Glaseinschlüsse in der Weise hervortrete, dass dieselben durch solche molekularen nassen Injectionen immer den nämlichen Charakter erhalten, wie ihn die umgebende Grundmasse selbst aufweist. — Nach Lossen gleichen die sphaerolithischen Harzporphyre durch die zonenweise Differenzirung der Grundmasse, sowie durch die Gesammterscheinung »derart gewissen sphaerolithischen Obsidianlaven von Lipari, Mexico und Java, dass die Annahme nicht gewagt erscheinen dürfte, die Porphyrmasse sei ursprünglich als Glas erstarrt und erst secundär durch Umlagerung der kleinsten Theilchen kryptokrystallinisch geworden« (Z. geol. Ges. XIX. 1867. 14). — 1870 wurde bei der Untersuchung von Basalten und Doleriten erkannt, dass die amorphe glasige oder etwas halbglasige Zwischenmasse zwischen den divergirenden Feldspathen und Augiten sich umsetzt in secundäre radialfaserige schmutzig gelbliche und grünliche Producte (F. Z., Basaltgesteine 99).

Auch in neuerer Zeit haben manche Forscher der secundären Umsetzung des Gesteinsglases in krystallinische Substanzen das Wort geredet. Wie weit diese

Angaben allemal das Richtige treffen, steht dahin. Die thatsächliche Möglichkeit ist nicht zu bezweifeln, andererseits ist aber auch zu bedenken, dass ein sehr feinkrystallinisches Aggregat nicht minder ein directes Erstarrungsproduct eines geschmolzenen Magmas sein kann und dass deshalb an und für sich weder diese structurelle Beschaffenheit nothwendig secundärer Natur zu sein braucht, noch auch der allmähliche Übergang eines Gesteinsglases in ein solches Aggregat irgendwie ein Erweis für die nachträgliche Entstehung des letzteren aus dem ersteren sein muss, wie vielfach ohne Weiteres angenommen worden ist. Insbesondere hat man Vorkommnisse von mikrokrystallinem Felsitfels und von Quarzporphyr mit hornsteinähnlicher Grundmasse auf ehemalige Glasmassen, wesentlich pechsteinähnlicher Natur zurückgeführt. So ist z. B. nach Sauer der Porphyr von Dobritz ein schliessliches Umwandlungsproduct des Pechsteins. In England hat diese Anschauung weiten Boden gewonnen und hier haben Rutley, Bonney, Grenville Cole u. A. eine ganze Menge von Felsitmassen, auch wenn jetzt keine Spur von Glas mehr darin enthalten ist, für secundär entglaste alte Gläser erklärt, wobei sie ihre Schlussfolgerungen z. Th. lediglich auf das Dasein von perlitischen Sprüngen stützen, in denen die ersten Wege für die Umwandlung erblickt werden, und von denen man annimmt, dass sie nur in einer ursprünglichen Glasmasse hätten entwickelt sein können. Vgl. darüber die Abschnitte Pechstein und Felsitfels, wo diese Auffassungen sammt den dafür sprechenden und den dieselben erschwerenden Erscheinungen ausführlich behandelt sind. Im Folgenden seien noch einige Angaben aus der neueren Literatur über diese Fragen zusammengestellt.

An dem bemerkenswerthen perlitischen Glimmerporphyritpechstein von Taybridge in Fife constatirte Judd (Quart. journ. geol. soc. XLII. 1886. 431), dass zunächst von den perlitischen Sprüngen aus eine Umänderung des Glases erfolgt, indem sich hier ein anscheinend isotropes Hydratisationsproduct des Glases ausbildet, welches dann weiter vorschreitet, bis zuletzt das graue oder schwärzliche Glas in eine weisse, opake, mit dem Fingernagel ritzbare Masse umgewandelt erscheint; das spec. Gewicht erhöht sich dabei von 2,31 auf 2,58, der Glühverlust von 8,90 % auf nicht weniger als 22,5 %; das entwässerte Umwandlungsproduct hat beinahe denselben Kieselsäuregehalt wie das unveränderte Glas. Wenn Judd auf diesen Vorgang grosses Gewicht legt hinsichtlich der Frage über die Herausbildung felsitischer Substanz aus glasiger, so muss hervorgehoben werden, dass hier, wenigstens zunächst, gerade eine Substanz entsteht, welche weder optisch noch chemisch mit Felsit verglichen werden kann, und auch die Consistenz der Masse nicht geeignet scheint, eine Analogie darzubieten. — Rutley, welcher noch 1881 einen Rhyolith aus dem Yellowstone-Cañon mit einer feiner und gröber gebänderten anscheinend mikrokrystallinen Grundmasse für ein unaltered example erklärte, sagt 1891 von braunen Bruchstücken aus einem Felsittuff des Caradoc-Districts, die ebenfalls eine ausgezeichnet feine Bänderung zeigen, schon ohne weitere Begründung: »The fragments are completely devitrified, displaying a micro- to cryptocrystalline structure, when viewed between crossed nicols; there can, I think, be no doubt, that they are fragments of de-

vitrified obsidian« (Quart. journ. geol. soc. XLVII. 1891. 542). Auch hat er sich dafür ausgesprochen, dass in einem fast nur aus Sphaerolithen bestehenden Quarzporphyr aus Westmoreland (Long Sleddale Valley) diese Sphaerolithe durch eine Devitrification von Glas secundär zu Stande gekommen seien, weil sie »pass through the perlitic fissures« (ebendas. 1884. 345); aus der Abbildung geht aber hervor, dass hier, wie gewöhnlich, gerade umgekehrt die Perlitsprünge durch die Sphaerolithe hindurchsetzen. Auch Harker und Marr wenden sich entschieden gegen diese Auffassung von Rutley (ebendas. 1891. 303).

Osann erwähnt in Perliten und anderen Glasgesteinen des Cabo de Gata eine von den Sprüngen ausgehende secundäre Entglasung durch das Auftreten »zahlreicher gelb gefärbter Globulite«, deren Bildung bei stärkerer Umwandlung immer mehr um sich greift. Weiterhin ist nach ihm in einem dortigen Dacit von Mazarron u. d. M. ausgezeichnet der Übergang der glasigen Grundmasse in mikrofelsitische und krystalline zu beobachten. Zunächst bilden sich rundliche trübe Flecken in der Basis, welche aus fasrigem Mikrofelsit bestehen. nebenbei scheidet sich etwas secundärer Biotit in sehr kleinen Schüppchen aus. Feldspathleisten und Pyroxensäulchen durchziehen diese Flecken in derselben Weise wie die structurlose Basis. Im weiteren Verlauf der Umwandlung geht die ganze Grundmasse in solchen Mikrofelsit über, zugleich bilden sich kleine unregelmässig begrenzte Feldspath- und Quarzkörner, ausserdem siedelt sich allenthalben Tridymit in den bekannten dachziegelähnlichen Aggregaten an. Schliesslich resultire ein vollständig krystallines Quarzfeldspathaggregat. Die ausgeschiedenen Feldspathe bedecken sich zugleich mit Schüppchen eines farblosen Glimmers, es entstehen Carbonate und etwas Epidot, der Glimmer wird entfärbt und geht ebenfalls unter Ausscheidung von Eisenoxyd in Carbonate über, ferner erfolgt eine Entwickelung von Rutil und Anatas (Z. geol. Ges. 1891. 691. 716). Abgesehen von den zuletzt erwähnten offenbaren Umwandlungsvorgängen scheint die »Bildung« des Mikrofelsits und des Quarzfeldspathaggregats »aus« dem Glas durch die blosse Beobachtung der gegenseitigen Begleitung und des Übergangs wohl noch nicht hinlänglich erwiesen. — Auch de la Vallée Poussin hat sich bei den Eurites quartzeuses der Gegend von Nivelles in Belgien dafür erklärt, dass es Felsophyres seien, »en qui les formations vitreuses ont dû avoir une extension considérable, mais qui sont devenus cryptocristallins par des phénomènes de dévitrification postérieurs«. Ausserdem habe auch noch der Pressionsmetamorphismus mitgewirkt, wie sich u. a. in der Deformation der Granosphaerite ausspricht (Bull. acad. r. de Belgique (3) XIII. 1887. Nr. 5). Er legt auch Gewicht auf jene hammerförmigen, knochenähnlichen, sichelähnlichen Gebilde, die er in diesen sog. Porphyren von Nivelles und auch von Grand-Manil in Belgien fand, und die in den Porphyroiden wiederkehren; in den belgischen Gesteinen bestehen diese Gebilde vorwiegend aus Chalcedon mit etwas Muscovit; er erblickt darin umgewandelte Analoga von ähnlich geformten Körpern in Rhyolithen von Vég-Ardó in Ungarn und vom Gardiner River in Montana, welche letztere von Rutley wieder mit ähnlich gestalteten röthlich-braunen Glaszwickeln im Obsidian von

Tolesva verglichen wurden. — Linck hält es nicht für unmöglich, dass Gesteine, die im oberen Amarinerthal mit Glimmersyenitporphyren und Minetten zusammenhängen, aber eine so feinkörnige Grundmasse zeigen, dass u. d. M. eben nur noch ihre durchgängige Krystallinität erkannt werden kann, einst glasige oder wenigstens glasführende Modificationen waren, die erst später zur völligen Krystallisation gebracht wurden (Mitth. geol. L.-Anst. f. Els.-Lothr. Bd. IV. Heft 1. 1892. 10). — Von den bisweilen Quarzkörner als Einschlüsse führenden Andesiten auf Martinique berichtet Lacroix, dass andere Quarzpartieen mit unbestimmten Contouren »épigénisent la matière vitreuse«; letzteres Gesteinsglas sei ferner in kleine schwammähnliche Quarzsphaerolithe und in körnelige Quarzaggregate transformirt (Comptes rendus CXI. 1890. 71). — Auch in der jetzigen Ausbildungsweise der Variolite (s. diese) hat man vereinzelt einen umgewandelten ehemaligen Glaszustand erblickt.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass die Beantwortung der hier in Rede stehenden Fragen sehr schwierig und nur mit grosser Vorsicht vorzunehmen ist. Wie nochmals betont sei, kann die Thatsache, dass eine sehr feinkrystallinische Masse vorliegt, nicht, wie es oft geschehen ist, schon an sich als Erweis für ihre Natur als secundäres Umwandlungsproduct eines Glases gelten, wenngleich die Möglichkeit, dass sie mitunter so gedeutet werden muss, nicht von der Hand gewiesen werden kann. Die Vorstellung einiger Petrographen scheint sich in Bahnen zu bewegen, von denen es fast nur noch ein Schritt ist bis wieder zu Gustav Bischof's alter Theorie der Hysterokrystallisation (wie sie C. F. Naumann, Geognosie I. 1858. 695, nennt), dass alle krystallinischen Eruptivgesteine ursprünglich glasige oder dicht-amorphe Massen gewesen seien, in denen erst durch hydrochemische Processe die jetzigen Gemengtheile secundär zur Entwickelung gelangten.

2. Veränderungen durch vulkanische Exhalationen.

Diese im Gegensatz zu den vorigen relativ sehr seltenen Vorgänge sind local an die Dampf- und Gasaushauchungen gebunden, welche in den Krateren, an den Abhängen und in der Umgebung der Vulkane stattfinden und oft von heissen Quellen begleitet werden. Als wirksame Stoffe treten hier auf heisse Wasserdämpfe, Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure, sowie aus der Zersetzung beider hervorgehende Schwefelsäure, sodann Chlorwasserstoff, Kohlensäure. Unter dem Einfluss derselben wird das Gestein weiss gebleicht oder gelb gefärbt, zellig ausgenagt, erhält es eine weiche und morsche Beschaffenheit und ändert sich endlich zu weissen oder bunten, tuff- oder thonähnlichen Massen um, in welchen mitunter die Krystalle der minder zersetzbaren Mineralien noch deutlich erkannt werden. Gleichzeitig mit diesen Zersetzungen der Silicate werden aber die erzeugten Sulfate zur Neubildung insbesondere von Gyps verwandt, welcher innerhalb der thonähnlichen Massen theils isolirte Krystalle, theils ader-

ähnliche Trümer, klumpenförmige Einlagerungen oder zusammenhängende Schichten bildet. Auch andere Sulfate wie Alaun, Alunit, oder Schwefelmetalle, wie Eisenkies nehmen so ihren Ursprung. Charakteristisch ist für diese Processe, dass durch die Säure auch die Thonerde und das Eisenoxyd der Silicate in Form von löslichen Salzen weggeführt wird, während diese Sesquioxyde bei der sonstigen einfachen und complicirten Zersetzung in dem Umwandlungsproduct zu verbleiben pflegen. Gleichzeitig setzen sich hellleuchtend gelbe Incrustate von Schwefel ab. Der Schwefel kann entstehen durch Condensirung von Schwefeldampf, ferner durch die Wechselwirkung von Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure, durch Dissociation des Schwefelwasserstoffs in Schwefel und Wasserstoff mittels hoher Temperatur, endlich durch Oxydation des Schwefelwasserstoffs zu Schwefel und Wasser. Ausserdem sublimiren in Vulkanen und Solfataren namentlich Chlornatrium (gewöhnlich chlorkaliumhaltig), Chlorverbindungen des Eisens, Chlorammonium. — Bei S. Calogero auf Lipari ist der dunkle vulkanische Tuff zu einer gelblichweissen Masse umgewandelt, welche opalähnliche Knollen enthält und auf den Klüften mit Chalcedon und hyalitähnlichem Kieselsinter überzogen ist (Fr. Hoffmann). — Über die Einwirkung von Schwefelwasserstoff und Wasserdampf auf Gesteinsbrocken s. Ch. Ste. Claire-Deville, Comptes rendus XXXV. 261; über die Einwirkung der schwefeligen Säure auf Mineralien und Gesteine s. Walter B. Schmidt, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 1.

Die Gesammtheit der Umbildungen und Zersetzungen durch vulkanische Gase fasste Bunsen als pneumatolytische Wirkungen zusammen. Erscheinungen dieser Art bieten sich z. B. dar an der Solfatara von Neapel, auf der Insel Vulcano und Lipari, auf den dampfenden Fumarolenfeldern Islands bei Krisuvik im S. W. und Reykjahlid im N. O., auf den Inseln Terceira und Lanzerote, auf Java. — Wenn auch nicht dem Ursprung, so doch der Wirkung nach ähnlich sind diejenigen Umwandlungen, welche fern von Vulkanen Kalksteine erleiden, indem sie durch schwefelwasserstoffhaltige Quellen oder durch schwach mit Schwefelwasserstoff geschwängerte Dampfstrahlen in Gyps verändert werden (z. B. Aix in Savoyen, Suffionen von Toscana).

An diese pneumatolytischen Wirkungen würden sich noch anreihen die einen Theil der Contacterscheinungen ausmachenden Vorgänge, welche mit den Durchbrüchen von Granit durch ein Nebengestein verknüpft sind und sich in einer Erzeugung von Turmalin, Topas, Zinnstein, fluorhaltigem Glimmer innerhalb der sonst mehr oder weniger veränderten durchbrochenen Masse aussprechen, insofern die Entstehung dieser Mineralien mit einer die Graniteruption begleitenden Exhalation von fluor- und borhaltigen Dämpfen in Verbindung gebracht wird (vgl. u. a. Greisen).

3. Veränderungen im Contact mit Eruptivgesteinen.

Es ist eine seit langer Zeit bekannte und Contactmetamorphismus genannte Erscheinung, dass Gesteine in Berührung mit jüngeren Eruptivmassen

mehr oder weniger tief eingreifende Umwandlungen erfahren haben. Der Contactmetamorphismus wurde 1844 von Boubée (als ihm vorwiegend nur eine kaustische Wirkungsweise zugeschrieben wurde) métamorphisme par incandescence, 1860 von Daubrée mét. de juxtaposition, 1883 von de Lapparent mét. d'influence geheissen. Bei dem Contactmetamorphismus hängt die Stärke und Ausdehnung der Umwandlung ab von der Temperatur des Eruptivgesteins, von der Dauer seiner Einwirkung und der Grösse seines Volumens, sodann von der chemischen, mineralogischen und structurellen Beschaffenheit, der Wärmeleitung und dem Volumen des Berührten, also von der Energie des activen, von der Empfänglichkeit des passiven Materials.

Die Contactmetamorphosen sind theils kaustischer Art, wie sie anscheinend blos durch die von dem Eruptivgestein ausgehende hohe Temperatur zu Wege gebracht wurden und auch künstlich durch Hitzewirkung nachgeahmt werden können (Verglasungen, Frittungen, Vercokungen u. dergl.); theils nicht (oder nicht rein) kaustischer Art, bei welchen anstatt oder neben der Hitze andere, zum Theil ihrem Wesen nach nicht endgültig bekannte Factoren mitwirkten, möglicherweise z. B. das Eindringen des bei der Erstarrung ausgeschiedenen Wassers in das Nebengestein. Die sehr weite Erstreckung bis wohin sich, im Gegensatz zu der ersteren Kategorie, bei der letzteren der Metamorphismus ausdehnt, macht es in Anbetracht des sehr geringen Wärmeleitungsvermögens der beeinflussten Gesteine hier nicht annehmbar, der Temperaturerhöhung eine besondere Rolle zuzuschreiben, auch sind die hier gebildeten Producte grösstentheils ganz andere. Diese letztere Kategorie von Erscheinungen künstlich nachzuahmen ist bis jetzt nicht gelungen. Soweit unsere bisherigen Beobachtungen gehen, pflegen unter den Massengesteinen nur die vulkanischen Effusivmassen Wirkungen auszuüben, welche kaustischen Charakter tragen, während die plutonischen Tiefengesteine gewöhnlich von solchen Effecten begleitet sind, denen dieser Charakter mangelt; doch wird dadurch nicht eine absolut scharfe Auseinanderhaltung beider, ja auch sonst in so manchen Zügen sehr ähnlicher Gesteinsklassen begründet: denn es gibt gewisse Contactwirkungen — namentlich die Umkrystallisirung der dichten Kalksteine zu Marmor, die Erfüllung derselben mit allerhand Silicaten —, welche sich in ganz übereinstimmender Weise bei beiden finden, an der Grenze der plutonischen Granite und Syenite ebensowohl, wie an derjenigen der effusiven Basalte; den Kalksteinen gegenüber scheinen sich die geologisch verschiedensten Massengesteine gleich zu verhalten.

Grundlegende Untersuchungen für die spätere Entwickelung unserer Kenntnisse über den Contactmetamorphismus finden sich namentlich in den beiden Abhandlungen von Durocher, Bull. soc. géol. (2) III. 1845. 546 und Delesse, Annales des mines (5) XII. 1857. 89. Für den kaustischen Contactmetamorphismus bot seiner Zeit das Werk K. C. von Leonhard's »Die Basaltgebilde« (1832) die grösste Belehrung.

Um die auf diesem Gebiete überaus zahlreich gemachten Beobachtungen einigermassen übersichtlich zu gruppiren, empfiehlt es sich, zunächst die beiden

Fälle auseinanderzuhalten, dass der Contactmetamorphismus erfolgt erstlich an dem anstehenden, in situ verbliebenen, von der Eruptivmasse irgendwo durchbrochenen Gestein, und zweitens an isolirten Bruchstücken eines Gesteins, welche von der Eruptivmasse allseitig umhüllt und eingeschlossen wurden.

a) Contactmetamorphismus am anstehenden Nebengestein.

Im Folgenden sind zuvörderst diejenigen Vorgänge besprochen, bei denen es sich um Wirkungen handelt, die nicht zu den kaustischen gerechnet werden können und welche hauptsächlich um die plutonischen Gesteine (z. B. Granite, Syenite, Diorite) auftreten. Hierher gehört z. B. die Umwandlung von Thonschieferarealen in Knotenschiefer, Chiastolithschiefer, Knotenglimmerschiefer, verschieden gearteten sog. Hornfels, die Umwandlung von Phylliten in Garbenschiefer und Andalusitglimmerfels, die von dichten Kalksteinen in körnige Marmore mit Silicatmineralien oder in Kalksilicathornfelse, die von Diabastuff in Amphibolitschiefer, von Brauneisenstein in Magnetit. Das von der Veränderung betroffene Substrat kann sehr verschieden sein, ein sedimentäres Gestein, auch selbst ein festes älteres Eruptivgestein oder der Tuff eines solchen.

In der Regel lässt sich bei der Annäherung an das wirkende Eruptivgestein eine Steigerung der Veränderungs-Intensität wahrnehmen, welche im umgekehrten Verhältniss zu der Entfernung steht, d. h. in grösserem Abstand von der Eruptivmasse um so geringer erscheint. Erfolgt die Contactmetamorphose um eine Eruptivmasse von mehr oder weniger rundlichem Querschnitt, so verlaufen auch die Grenzen, bis wohin die erstere das Nebengestein in noch erkennbarer Weise betroffen hat, unter normalen Verhältnissen ziemlich übereinstimmend rundlich und so pflegt man hier von einem Contacthof zu reden. Bei dem ausgezeichneten Contacthof um den meissener Syenit verläuft die äussere Grenze des Hofes ohne merkliche Verschiebungen und übersetzt so ohne Unterbrechung die Verwerfungsgebiete: die Verwerfungen sind daher hier älter als der Contacthof.

Die Natur der Contactproducte ist in erster Linie abhängig von der substanziellen Natur des der Metamorphose unterworfenen Gesteins, dessen Beschaffenheit bei diesem Process von grossem Belang ist: es entstehen ganz andere Producte, wenn ein Granit auf Thonschiefer als wenn er auf Sandstein oder Kalkstein contactmetamorphisch einwirkt. Weiterhin erweist sich aber auch die Natur des Nebengesteins als massgebend dafür, ob eine stärkere oder schwächere Metamorphose erfolgt, ob eine solche überhaupt Platz greift oder gänzlich ausbleibt. Aus allen Beobachtungen geht hervor, dass Sandsteine und Quarzschiefer am wenigsten zur Veränderung neigen, sie sind oft ganz unbeeinflusst, wo wechsellagernde Thonschiefer intensiv betroffen wurden. Von den krystallinischen Schiefern sind es vorzugsweise nur die Phyllite, welche metamorphosirt zu werden pflegen, während die Glimmerschiefer sich schon ganz bedeutend resistenter erweisen, die Gneisse meistens überhaupt nicht verändert wurden. Besondere Empfänglichkeit zur Umwandlung scheinen kieselige Kalke zu

besitzen. Auf Section Radeburg ist die Grauwacke um den lausitzer Granit zufolge O. Herrmann desto leichter metamorphosirt, je dichter sie war, und so kommt es, dass in grösserer Entfernung vom Granit die körnige Grauwacke makroskopisch keine Umwandlung mehr erkennen lässt, während die dichte noch die contactmetamorphische Fleckung trägt.

Der Radius eines Contacthofs hängt natürlich ab einerseits von dem Maass der metamorphosirenden Kraft des Eruptivgesteins, andererseits von der Umwandlungsfähigkeit des betroffenen Nebengesteins; so vermögen wohl Granite durchschnittlich auf grössere Entfernung hin zu wirken als Diabase. Die von Graniten durchbrochenen Thonschiefer pflegen auf viel weitere Erstreckung hin verändert zu sein, als die von ihnen durchbrochenen Sandsteine. Mehrmals ist beobachtet worden, dass Hornblendegesteine, welche als contactlich umgewandelte Diabas-Einlagerungen gelten, nicht nur in dem eigentlichen Contacthof auftreten, sondern auch noch darüber hinaus, in dem Gebiet der normalen, unverändert gebliebenen phyllitischen Schiefer, so dass man ihrem Urgestein eine grössere Fähigkeit zur Metamorphose als den Schiefern zuzuschreiben geneigt war.

Die Horizontalprojection der Wirkungssphaere des Metamorphismus, wie sie an der Oberfläche sich kund gibt und auf den geologischen Karten zur Darstellung gelangt, wird beeinflusst von der Lage der Grenzflächen des Eruptivgesteins, von deren mehr senkrechtem oder mehr flachem Einfallen: hat dasselbe z. B. eine sehr schwach geneigte Grenzfläche, so kann sich scheinbar eine ungewöhnlich grosse Erstreckung der metamorphischen Einwirkung ergeben. An dem Markersbacher Granit (Sect. Berggiesshübel) erreicht der Contacthof die grosse Breite von 2 km, indem hier der Granit flach unter die Schiefer einschiesst. — Barrois hat für das Granitmassiv von Huelgoat in der Bretagne darauf aufmerksam gemacht, dass da, wo der vom Granit ausgehende Metamorphismus senkrecht gegen die Schieferung des Nebengesteins wirkt, er sich viel weniger weit hinauserstreckt, als da, wo die Schieferung von der Granitgrenze schief durchschnitten wird.

Selbstverständlich muss die Intensität der Contactmetamorphose mit der Entfernung von dem Eruptivgestein fortwährend abnehmen und so gestattet es die Natur der in verschiedenen Distanzen entstandenen Producte vielfach, den sog. Contacthof in mehrere peripherische, natürlich durch Übergänge mit einander verbundene Zonen zu zerlegen, welche den einzelnen Graden der Umwandlung entsprechen, und von denen die innerste Zone die am weitesten gediehene Umwandlung darstellt, während die äusserste allmählich in das normale unveränderte Material verläuft. Da die Fähigkeit zur Metamorphose bei verschiedenen Schichten abweichend ist, so erfolgt auch die Steigerung der Umwandlungsintensität nach dem Eruptivgestein zu bei den einzelnen in verschiedenem Grade. Damit hängt zusammen, dass in einem und demselben Radius aufeinanderfolgende Bänke sehr verschieden, hochgradig und kaum merklich metamorphosirt sind, wie dies z. B. Barrois für Asturien, Brögger für das südl. Norwegen beschreibt. Auch der Grad des Metamorphismus, welcher direct im Contact erreicht wird, ist offen-

bar durch die beiden Factoren, Eruptivgestein und Nebengestein, insbesondere durch das letztere bedingt.

Bei demselben Eruptivgestein wechselt der Contacthof in seiner Erstreckung nicht nur an den verschiedenen Vorkommnissen, sondern er ist auch um dieselbe Eruption nicht stets allseitig gleichmässig ausgedehnt. Als Maximum der Verbreitung findet sich für die Metamorphesen des Thonschiefers um Granite angegeben: bis 4000 m in der Bretagne, z. B. Gegend von Rostrenen, — 3200 m am Skiddaw in England und bei Wicklow in Irland, — 2600 m bei Lauterbach in Sachsen, — 1000 bis 3500 m um den Ramberg, Harz, — 1500 bis 2000 m in den Pyrenäen, — 80 bis 1200 m im Elsass, — 350 m am Hennberg bei Weitisberga, Thüringen. — Im Allgemeinen gilt die Regel, dass je ausgedehnter die Eruptivmasse, desto ausgedehnter auch der Contacthof ist. Wo zwei Eruptivmassen nahe neben einander auftreten, da verfliessen in der Mitte die Contacthöfe beider zusammen; so ist z. B. auf Section Johann-Georgenstadt der Contacthof des Eibenstocker Massivs mit demjenigen des Granitstocks vom grossen Plattenberg fast vollständig verschmelzen.

Beispiele liegen vor, dass Gesteine, welche sonst benachbarten gegenüber intensiv contactmetamorphisch wirken, diesen Einfluss anderswo gar nicht ausüben; u. a. ist dieses an dem Granitmassiv von Huelgoat in der Bretagne der Fall, welches im Silur und Devon nur auf der Ostseite Veränderungen hervorbrachte, die selbst bis auf 3 km Entfernung reichen, während auf der Westseite sich nichts dergleichen zeigt (Barrois). Um den Granit des elsässer Belchen sind in dem Grauwackenschiefer Contacterscheinungen bisher nicht nachgewiesen worden (Deecke, Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 875). — Auffallend ist die Erscheinung, dass bisweilen Schichten derselben Abtheilung, denen man ursprüngliche petrographische Übereinstimmung zuschreiben sollte, theils verändert wurden, theils unverändert blieben. Bei Gunildrud in Norwegen sind die Dictyograptus-Schiefer des Silurs (II *e*) im Granitcontact theils in Knotenalaunschiefer, theils gar nicht umgewandelt und haben ihre Graptolithen z. Th. gut bewahrt.

Was die **chemischen** Vorgänge bei der Contactmetamorphose anbetrifft, so erfolgt dieselbe in den allermeisten Fällen so, dass blos eine Umlagerung des im Nebengestein gegebenen Stoffs stattfindet, ohne dass dasselbe auch eine wesentliche Veränderung seines chemischen Gesammtbestandes erfährt — z. B. Metamorphosen um die Granite, einfache Marmorisirung des dichten Kalksteins. Dass das Nebengestein einerseits im unbetroffenen und andererseits im metamorphosirten Zustande im Grossen und Ganzen dieselbe übereinstimmende chemische Beschaffenheit besitzt, welche eine wesentliche Stoffzufuhr (und -Abfuhr) ausschliesst, dies wird durch eine ganze Reihe von chemischen Analysen vollauf bestätigt. Da aber die umgewandelten Glieder ganz andere Mineralien aufweisen, als die normalen, so handelt es sich bei diesen Vorgängen in der That, aber auch lediglich, um eine angeregte und stattgefundene molekulare Umlagerung des vorhandenen Materials.

Der Verlauf der Contactmetamorphose ist bei den plutonischen Massen-

gesteinen, gewisse Ausnahmen abgerechnet, völlig unabhängig von der mineralogischen sowie von der chemischen Natur derselben: ein Biotitgranit und ein Hornblendegranit, ein gewöhnlicher Syenit und ein Elaeolithsyenit, ein Diorit und ein Diabas, sie alle vermögen gleiche oder wenigstens höchst ähnliche Umwandlungserscheinungen in den durchbrochenen Gesteinen hervorzurufen. Und auch selbst der vulkanische Basalt bringt an den Kalksteinen genau dieselben Veränderungen zu Wege, wie sie der Granit oder der Diorit oder gar (zufolge Weinschenk) das jetzt als Serpentin erscheinende ehemalige Olivingestein bewirkt. Dies zeigt, dass das Eruptivgestein hier blos durch seine Eruption, durch die von ihm ausgeübten physikalischen Bedingungen des Drucks und der Temperatur, nicht auch durch die jeweilige Beschaffenheit seiner eigenen Masse wirkte, und daraus ergibt sich wiederum, dass eine Stoffabgabe von Seiten desselben an das umgebende, der Umwandlung unterworfene Nebengestein nicht erfolgte. Andererseits sind aber auch z. B. im Contact mit dem Diabas gewisse Fälle beobachtet worden, in welchen das normale und das metamorphosirte Nebengestein chemische Differenzen zeigen, wo die Veränderung unter gleichzeitiger Zufuhr und Abfuhr von Substanzen vor sich gegangen zu sein scheint (vgl. Diabas).

Chemische vergleichende Analysen haben, um die eventuelle stoffliche Beeinflussung des Substrats durch den Contact oder das Gegentheil zu ergründen, nur dann einen Werth, wenn genau festgestellt ist, dass die eine Analyse sich auf das Material in dem unveränderten Zustande, die andere auf ebendasselbe in seiner metamorphischen Beschaffenheit bezieht. Analysen von Material, welches einzelnen aufeinanderfolgenden Punkten eines Contacthof-Radius entnommen wurde, sind ohne Belang, wenn jene ursprüngliche Identität nicht erweisbar oder in hohem Grade wahrscheinlich ist.

Angesichts der Erscheinung, dass im Harz »dieselben Gesteine, die als krystallinische Contactschiefer an Eruptivgesteinen beobachtet werden, auch in den ausgedehnten unabhängigen krystallinischen Schiefersystemen vorkommen«, ist Lossen, welcher die Herausbildung der letzteren mit dem Gebirgsdruck in Verbindung bringt, der Ansicht, dass auch bei jener Contactmetamorphose die Eruptivgesteine nur rein mechanisch durch ihre Masse eingewirkt haben, dass die letzte Ursache solcher Veränderungen eine blos dynamische gewesen ist, welche sogleich oder späterhin von chemischen Folgen begleitet wurde (Z. geol. Ges. 1869. 321); er erblickt sonach in dem plutonischen Contactmetamorphismus nur einen besonderen, durch das örtliche Eingreifen der aufgepressten Eruptivgesteine bedingten Fall des Dislocationsmetamorphismus. Ähnliche Anschauungen scheint auch Brögger zu hegen (vgl. Z. f. Kryst. XVI. 1890. 118).

Im Gegensatz zu dem ursprünglichen Material ist das Contactproduct allemal mineralogisch und structurell mehr oder weniger verändert, z. B. da wo aus einem gewöhnlichen Thonschiefer ein Knotenglimmerschiefer oder ein cordierithaltiger Hornfels, aus einem unreinen dichten Kalkstein ein Marmor mit Granat, Epidot, Wollastonit, Vesuvian hervorging. Bei diesen Umwandlungen verbleibt ein Theil der Mineralien des Urgesteins seiner Natur nach und wird

gewissermassen in das Contactproduct mit hinübergenommen, wobei aber in sehr vielen Fällen eine Umkrystallisirung zu neuen grösseren Individuen stattfindet. Dies ist z. B. der Fall mit dem Kalkspath in den aus dichten Kalksteinen entstandenen körnigen Marmoren. Auch vielfach mit dem Quarz; nach Beck und Luzi messen die Quarzkörnchen im contactmetamorphischen Graphitquarzit von Röhrsdorf 0,05—0,1 mm, während sie in dem Kieselschiefer, woraus dieser hervorging, nur 0,001—0,01 mm gross sind. An Stelle der feinen Rutilnädelchen in den Thonschiefern u. s. w. findet man in den Contactproducten oft viel kräftigere Individuen, die auch wohl in ihrem Habitus insofern differiren, als bei ihnen die Pyramiden gegen die Prismen vorwalten und knieförmige Zwillinge selten sind. Desgleichen zeigen Turmaline und Magnetite Andeutungen von erfolgter Umkrystallisation. — Zahlreiche Fälle gibt es jedoch, wo die Mineralien ohne weitere erhebliche Beeinflussungen in das Contactproduct mit übergehen.

Vielfach werden in den Contactproducten Mineralien gefunden, welche zwar auch in dem normalen Gestein vielleicht als solche vorhanden waren, aber doch gemäss der Art und Weise, wie sie sich jetzt in den ersteren darbieten, nur als das Resultat eines gänzlichen Neubildungsprocesses gelten können, z. B. Quarze, wasserklare Feldspathe, Muscovite. Gewisse blos im Contactproduct gefundene und hier neu entstandene Mineralien können wohl mit mehr oder weniger grosser Sicherheit auf Material des ursprünglichen Substrats zurückgeführt werden. Überaus häufig lässt sich nachweisen, dass der Biotit des Contactproducts aus dem Chlorit des unveränderten Gesteins, der Amphibol des ersteren aus dem Augit des letzteren hervorgegangen ist. So wird oft eine Umwandlung von Eisenoxyden und Eisenoxydhydraten in Magnetit beobachtet, weiterhin, dass die feinvertheilte kohlige Substanz der Schiefer, welche sich schon über dem Bunsen'schen Brenner an der Luft leicht verflüchtigt, Graphit liefert, der nur bei starkem Sauerstoffstrom schwierig verbrennt und nicht selten auch scharf hexagonale Contouren besitzt: auch hier zeigen sich grössere Dimensionen des neu entstandenen Minerals: während z. B. die Kohlestäubchen in unveränderten Thonschiefern und Kieselschiefern fast sämmtlich unter 0,001 mm bleiben und überhaupt kaum noch messbar sind, messen in den daraus entstandenen Contactproducten die wohlentwickelten Graphitkryställchen bis 0,03 mm. Beck und Luzi berichten, dass der Magnetkies in dem contactmetamorphischen Graphitquarzit von Röhrsdorf aus dem in den ursprünglichen Kieselschiefern verbreiteten Eisenkies (durch Verlust von Schwefel) hervorgegangen sei. — In umgewandelten Silurschiefern um den Granit vom Shap-Fell in Westmoreland finden sich die ursprünglich vorhanden gewesenen Rutilnädelchen als Gruppen kleiner Anataskryställchen wieder (Harker und Marr, Quart. journ. geol. soc. 1891. 318). Nach Hutchings erscheinen hier auch Titanit und Titaneisen an Stelle des Rutils (Geol. Mag. 1891. 459).

Ausserdem gibt es aber in den Contactproducten noch eine andere Kategorie von Gemengtheilen, solche, deren Substanz auch dem ursprünglichen Gestein überhaupt völlig fremd war und erst durch den Contact vermittels besonderer Molekulargruppirungen ganz neu entstanden sein muss. Dazu gehören der Cordierit,

Andalusit und Chiastolith, Sillimanit, Granat, Korund, Spinell, die Mineralien der sog. Kalksilicat-Hornfelse. Das Zustandekommen dieser Mineralien ist zum grossen Theil noch völlig unaufgeklärt.

Von französischen Geologen wird mehrfach die Ansicht vertreten, dass bei Contactmetamorphosen dieser Art unter Umständen auch Gemengtheile des Eruptivgesteins selbst in das Nebengestein eintreten könnten, ein Process, dessen mechanisches Zustandekommen nicht eben leicht zu begreifen ist. Beispiele solcher Angaben werden später angeführt; hier sei nur z. B. hervorgehoben, dass im Granit von Ty-Lebrennon u. a. O. bei Huelgoat eingeschlossene unterdevonische Schiefer nach Barrois schwarzen und weissen Glimmer, Quarz und grosse porphyrartige Orthoklaszwillinge enthalten, »par l'émigration des éléments de seconde consolidation du granite« (Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 875). An der Strasse von Beaujeu nach Avenas, Dép. Rhône, und oberhalb Quincié umschliesst nach M. Lévy der Granit Blöcke cambrischer Gesteine und seine Feldspathe dringen zwischen ihre Lagen ein, so dass feldspathreiche Schiefer entstehen (Bull. soc. geol. (3) XI. 1883. 276). — Nach einer Beschreibung von Sollas soll an dem Granit von Anghrim (Irland) eine Invasion von gestreiftem Feldspath aus dem letzteren in den benachbarten Schiefer stattgefunden haben, welche sich aber merkwürdiger Weise nicht unmittelbar im Contact, sondern erst in einer Entfernung von 1—2 Fuss von der Grenze geltend macht (Trans. r. Irish acad. 1891. 481).

Aus den geschilderten Verhältnissen ergibt sich, dass die hier in Rede stehenden Contactproducte, welche aus normalem sedimentärem Material (z. Th. auch aus Eruptivgesteinen oder deren Tuffen) hervorgingen, vielfach einen Mineralgehalt zeigen, welcher, Hand in Hand mit ihrer makroskopischen Structur, sie den echten krystallinischen Schiefern überaus ähnlich macht. Da sie aber ihre jetzige Ausbildungsweise nachweisbar contactmetamorphischen Vorgängen verdanken, was für die normalen krystallinischen Schiefer nicht gilt, oder nicht dargethan werden kann, so ist es angemessen, dies auch in der Bezeichnungsweise hervortreten zu lassen, und z. B. von Contactgneiss, Contactamphibolit u. s. w. zu reden (vgl. Salomon, Z. geol. Ges. 1890. 485).

In manchen contactmetamorphischen Producten besitzen gewisse Gemengtheile auffallende Structureigenthümlichkeiten, welche sich in übereinstimmender Weise bei den entsprechenden, die normalen krystallinischen Schiefer aufbauenden Mineralien nicht zu wiederholen pflegen, und welche daher auch — unter Anbetracht anderweitiger Kriterien — für geeignet erachtet worden sind, diese Mineralien gerade als erst durch die Contactwirkung erzeugt hinzustellen. Am frühesten ist es wohl bei dem Andalusit der Contactproducte aufgefallen, dass derselbe in so hohem Grade von rundlichen tropfen- oder thränenähnlichen Quarzkörnchen durchspickt und von Biotitflitterchen sowie von opaken Partikelchen, theils Erz, theils Kohle, durchwachsen ist, wobei aber diese Structur noch nicht mit der Wirksamkeit des Contactmetamorphismus in causale Verbindung gebracht wurde. Später hat man vielfach eine ähnliche Structur auch bei den

Muscovittafeln beobachtet, welche sowohl in ihrem Inneren, wie an ihrem Rande zahlreiche rundliche Quarzkörner auch Biotitblättchen enthalten, so dass sie siebartig durchbrochen und randlich zerlappt erscheinen. Desgleichen sind die neugebildeten, meist ganz frischen und klaren Feldspathe mit massenhaften kleinen Interpositionen erfüllt, von Biotit, Quarz, Magnetit, auch wohl von Apatit, welche bald central angehäuft, bald zonenförmig eingeordnet sind. Nicht minder zeichnet sich der Cordierit hier aus durch das reichlichste Erfülltsein mit denselben Einschlüssen, welche seine eigentliche Substanz sogar stark in den Hintergrund drängen und dasselbe gilt dann auch von dem Turmalin. An den Cordieritkörnern mancher Contactgesteine zählte W. Salomon gar nicht selten in noch nicht quadratmillimetergrossen Durchschnitten mehrere hundert Biotitblättchen. Auch die Hornblende ist bisweilen dermassen von Quarzkörnchen und rundlichen Augitkörnchen durchbrochen, dass einzelne Individuen aus im Durchschnitt vollkommen getrennt erscheinenden Fetzen und Lappen bestehen, deren Zusammengehörigkeit man nur an der übereinstimmenden Färbung zwischen + Nicols erkennt. Titanite und Augite sind mit Quarz durchwachsen. Vielleicht gehört auch die schwammige Structur der durch und durch von Quarz erfüllten Staurolithe mancher Fundorte hierher. Abgesehen von diesem überaus reichlichen skelettartigen, schwammigen, siebähnlichen Durchbrochensein der Mineralien ist auch die constant rundliche, gewöhnlich eiförmige Gestalt der sehr winzigen mikroskopischen Interpositionen höchst charakteristisch; die Biotitschüppchen nehmen förmlich das Aussehen winzigster brauner Glaseier an, sind kreisrund, länglich oval, niemals ausgefranzt. Für den Quarz ist hervorzuheben, dass er oft vollständig der z. B. in den Gneissquarzen gewöhnlich so zahlreichen Flüssigkeitseinschlüsse entbehrt, dagegen ebenfalls reich ist an eiförmig gestalteten Partikelchen von Magnetit und Biotit.

Auch die Form und Aggregirung der contactmetamorphischen Mineralien weist manchmal Eigenthümlichkeiten auf. Hierher gehört die Erscheinung, dass besonders der Quarz und der Feldspath hier vorwiegend in geradlinigen einfach polygonalen, oft sechsseitigen Contouren aneinanderstossen und nicht jenes complicirte zahnartige Ineinandergreifen aufweisen, wie bei den Gemengtheilen der archaeischen Schiefer. Das Aggregat hat dann wohl förmlich ein gepflastertes oder bienenwabenähnliches Aussehen. — Zuerst sind diese Charakteristiken entwickelt worden von Sauer an den Contactproducten des meissener Syenits (Section Meissen 1889. 53), von Salomon an denen des alpinen Tonalits (Z. geol. Ges. XLII. 1890. 487 und N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 1891. 482), von Herrmann und E. Weber an denen lausitzer Granite (N. Jahrb. f. Min. 1890. II. 188). Derjenige Feldspath, welcher durch die Contactstructur als Neubildungsproduct charakterisirt ist, zeichnet sich auch oft durch eine eigenthümliche sonst nicht beobachtete Faserung aus.

Wie aber auch unzweifelhafte Contactproducte vorkommen, welche diese Structureigenthümlichkeiten der Gemengtheile und der Aggregation nicht oder nur in ganz unausgesprochenem Maasse aufweisen, so fragt es sich andererseits,

ob diese Besonderheiten thatsächlich in der Weise allein an Contactproducte gebunden sind, dass sie für deren genetische Natur ein wirkliches Kriterium abgeben. Es ist diese — vorläufig wohl noch ungelöste — Frage bejaht worden selbst in Fällen, wo allerdings eine Eruptivmasse in unmittelbarer Nähe nicht zu erblicken ist, oder die Sache so liegt, dass zwischen der Eruptivmasse und dem mit jenen Structuren behafteten Gestein sich dann eine gänzlich unumgewandelte Zone befinden müsste, oder endlich auch da, wo die dann vorauszusetzende Metamorphose sich unter Conservirung der übrigen Gesteinsgemengtheile sowohl als der ganzen Gesteinsstructur lediglich auf die Erzeugung skelettartig struirten Andalusits und Muscovits beschränkt haben müsste und eine Pflasterstructur in dem muthmasslichen Contactgestein nicht zu Stande gekommen ist (vgl. z. B. O. Herrmann, Sect. Radeburg 1890; Vater, Sect. Grossenhain-Priestewitz 1890). Auch mag darauf hingewiesen werden, dass in krystallinischen Schiefern, die durchaus keine Contactgesteine sind, Staurolithe gerade in besonderer Schönheit das skelettartige Durchwachsensein mit Quarzkörnchen aufweisen.

Dass es sich in allen vorstehend angeführten Fällen nicht um eine kaustische Metamorphose handelt, ist einleuchtend, und wird allerseits zugegeben. Bei den Conglomeraten der Weesensteiner Grauwackenformation ist zwar das Cäment zu einem hochkrystallinen Hornfels geworden, aber die Formen der Gerölle von Quarz, Quarzit und Granit sind dabei nicht nur nicht verwischt, sondern oft so wohl erhalten, dass sich die Geschiebe leicht herauslösen lassen (Beck); so erwähnt auch Brögger aus dem norwegischen Contactgebiet, dass sogar in seltenen Fällen die Umrisse von Petrefacten z. B. von Trilobitenpanzerstücken in Contactgesteinen erhalten blieben (Silur. Etagen 1882. 370). — Eine Ausnahme hiervon scheint nur bei gewissen aus Kalkstein hervorgegangenen Contactproducten vorzukommen, bei denen unter dem Einfluss granitischer Gesteine eine Neubildung von Mineralien stattfand, in denen in vereinzelten Fällen Glaseinschlüsse beobachtet wurden. So berichtete zuerst Becke von ausgezeichneten Glaseinschlüssen in dem Batrachit aus der Contactzone des Syenits von Canzacoli bei Predazzo (Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 174); W. Salomon beobachtete typische unzweifelhafte Glaseinschlüsse in Augiten von metamorphischen Silicat-Knauern aus den zu Marmor umgewandelten Wengener Schichten im Contact mit Tonalit (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 1891. 480).

Manche Erscheinungen deuten darauf hin, dass in gewissen Gegenden die abweichenden Producte, welche an den Grenzen der Eruptivgesteine erblickt werden, keine reine Contactmetamorphose darstellen, sondern dass dasjenige, was hier im Contact zur (normalen) Ausbildung gelangte, später noch einer regionalen Metamorphose unterworfen wurde, deren Effect die Wirkungen der Contactmetamorphose zu verwischen und zu verändern vermochte, und so ist es manchmal schwierig, die beiden auseinander zu halten oder die Contactmetamorphose zu reconstruiren (vgl. Diabase des Harzes).

Wenn das Vorhergehende die an dem anstehenden Nebengestein erfolgenden

überaus häufigen Contactveränderungen nicht kaustischer Art nach allgemeinen Gesichtspunkten etwas ausführlicher besprochen hat, so können die *kaustischen* Metamorphosen an dem *in situ verbliebenen* Nebengestein an dieser Stelle ganz kurz erwähnt werden, weil Veränderungen *dieses* Charakters insbesondere an den im Eruptivgestein eingeschlossenen isolirten *Bruchstücken* des Nebengesteins ersichtlich sind und daher in dem folgenden Abschnitt specieller erläutert werden müssen. Es gehören hierher Frittungen, Verglasungen, Anschmelzungen des durchbrochenen Nebengesteins, Verkokungen von Braun- und Steinkohlen, prismatische Absonderung; namentlich die letztere Erscheinung ist vielfach ausgezeichnet wahrzunehmen, vgl. S. 517.

b) Contactmetamorphismus an eingeschlossenen Bruchstücken.

Weiter reihen sich nun hier die Veränderungen an, welche isolirte Bruchstücke des Nebengesteins, rings vom Eruptivgestein umschlossen, durch letzteres erfahren haben. Sofern es sich dabei zunächst um einen Vorgang *nicht kaustischer* Art handelt, ist blos hervorzuheben, dass jene Fragmente sich in einen ähnlichen Zustand versetzt finden können, welchen auch das anstehend gebliebene durchbrochene Nebengestein aufweist. Dabei werden angesichts des meist geringen Volumens solcher Einschlüsse und der allseitig von dem Eruptivgestein darauf ausgeübten Wirkung hauptsächlich solche metamorphische Producte entstehen, welche den innersten Gliedern des Contacthofs, den unmittelbar in der Berührung anstehenden Contactgesteinen mehr entsprechen, als den ferner gelegenen und schwächer bearbeiteten Nebengesteinen. So enthält z. B. der Lausitzer Granit unzählige Bruchstücke desjenigen cordieritführenden Quarzglimmerfelses, wie er sich auch als das höchst entwickelte Product bei der Metamorphose der anstehenden Grauwacke zu erkennen gibt. Mehrfach ist beobachtet worden, dass solche Fragmente des durchbrochenen Gebirges sogar in einen höheren Grad der Veränderung versetzt worden sind, als sie sich randlich im Contact äussert, wo die umwandelnden Agentien nicht so intensiv wirken konnten; so erwähnt z. B. Salomon (Z. geol. Ges. 1890. 492) im Tonalit Fragmente von Cordieritfels, welche sich im Gegensatz zu dem ausserhalb anstehenden u. a. durch einen grossen Gehalt an Korund, Spinell, Titaneisen auszeichnen; auch die Interpositionen in den Gemengtheilen können hier etwas anders als in den peripherischen Contactproducten beschaffen sein.

Ein besonderes Interesse beanspruchen die *kaustischen* Veränderungen, welche den *Bruchstücken* des Nebengesteins innerhalb der Eruptivgesteine, in der Masse von Basalten, Andesiten, Diabasen, Kersantiten, Melaphyren u. s. w. widerfahren sind. Vermochte das Eruptivgestein überhaupt Einwirkungen dieser Art hervorzurufen, so ist klar, dass sie an solchen eingehüllten Objecten in weit intensiverem Maasse hervortreten müssen, als an dem blos durchbrochenen Nebengestein. Bemerkenswerth ist, dass kaustische Einwirkungen dieser Art bei Fragmenten in Graniten und Syeniten fehlen.

Abgesehen von den vielfach eingetretenen prismatischen Absonderungen, von den hier nicht weiter zu betrachtenden mechanischen Zertrümmerungs- und Zerspratzungs-Erscheinungen beruhen nun die in Rede stehenden Vorgänge hauptsächlich einerseits auf der schmelzenden, lösenden oder resorbirenden Einwirkung des pyrogenen Magmas, also auf der hohen Temperatur der umhüllenden Masse und auf den von dieser ausgehenden chemischen Angriffen, andererseits auf den dadurch veranlassten und den damit in Verbindung stehenden Neubildungen. — Die Grenze zwischen eingeschlossener und einschliessender Masse ist oft scharf, oft verschwommen, mitunter erscheint zwischen denselben das Product einer Zusammenschmelzung beider. Um Granitfragmente in Kersantiten hat sich z. B. durch Abschmelzen der ersteren eine Zone gebildet, gemengt aus den beiden Schmelzflüssen und man kann hier erkennen, dass granitische Quarze und Feldspathe in das Kersantitmagma aufgenommen wurden, sowie umgekehrt, wenn auch seltener, dass porphyrische Biotitblätter des Kersantits der eingeschmolzenen Granitmasse einverleibt wurden (Pöhlmann, N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 91). Bei sehr intensiver Einwirkung des Magmas kann es geschehen, dass von dem Einschluss nur gewisse unangreifbare Gemengtheile (z. B. Zirkone, Sapphire) übrig geblieben sind. — Für die ausserordentlich häufigen Einschlüsse von Silicatgesteinen (inbegriffen Sandsteine) und deren Gemengtheile lassen sich nun namentlich folgende Beeinflussungen constatiren:

Die dunkeln Mineralien, Biotit, Hornblende u. s. w., z. B. in eingeschlossenen Granitbruchstücken, setzen der Auflösung den geringsten Widerstand entgegen und finden sich, wo das Magma energisch gewirkt hat, vollständig eingeschmolzen und resorbirt, dabei in dem Gesteinsgewebe durch dunkle Glasparticen ersetzt. Als Neubildungsproducte können aus geschmolzenem Biotit krystallisiren: Augit (wobei es wohl noch eines Hinzutritts von Kalk bedarf), Spinelle, Magnetit, eisenreicher, stark pleochroitischer Hypersthen im Gemenge mit Magnetit (zufolge Lacroix in Gneisseinschlüssen im Trachyt des Capucin), auch nach einigen Angaben (freilich wohl sehr selten) wiederum Biotit. Eine Entstehung der erstgenannten Mineralien ist selbst aus den in schwer schmelzbaren Gemengtheilen z. B. in Quarz eingeschlossen gewesenen mikroskopischen Biotitblättchen beobachtet werden. Bei schwacher Einwirkung bildet sich um Augit, Hornblende, Glimmer oft blos ein dunkler magnetithaltiger Glassaum; Hornblende wird mehrfach zu einem Aggregat schwarzer und brauner Körnchen. Um Titanit erfolgt wohl eine Ausscheidung von Erz.

Quarz erscheint undurchsichtig weisslich, oft rissig und zerbröckelnd. Er wird vorwiegend zunächst nur randlich gelöst, wodurch unregelmässig abgerundete Formen entstehen, ohne dass sonst das Aussehen verändert würde. Während der Biotit direct durch die hohe Temperatur des Eruptivmagmas eingeschmolzen wurde, scheint die Lösung des Quarzes (und auch des Feldspaths) nicht durch die Hitze allein zu erfolgen, sondern auch unter dem Einfluss der chemisch corrodirenden Wirkung des Magmas. Sprünge können in dem zerberstenden Quarz entstehen, auf denen Schmelzmasse eindringt, welche meist zu Glas oder zu

Glas mit gelegentlichen Ausscheidungsproducten erstarrt ist. Glasig überrindete Quarzeinschlüsse sind bekannt in Basalten und Laven, z. B. vom Kammerbühl (aus Glimmerschiefer stammend), Leilenkopf bei Brohl, Roderberg bei Mehlem (aus Geröll-Ablagerungen), Mühlenberg bei Holzappel (aus Grauwacke stammend).

Das normale ist, dass sich namentlich um die isolirten Quarze (z. B. in Basalten, Melaphyren, Kersantiten, Minetten, auch Diabasen) eine Zone farblosen Glases findet und um diese herum ein kranzförmiger glasdurchtränkter Filz von grünen Augitmikrolithen, aus welchem allseitig Augitnadeln in die Glaszone hineinragen. So entstehen auch makroskopische Augitdrusen (»Porricin«), welche meist Reste von Quarzeinschlüssen enthalten. Bisweilen sieht man aber auch in den Augitanhäufungen keinen Rest des ursprünglichen Quarzes mehr. Oft zeigt sich, dass der Augitsaum um so breiter ausfiel, je kleiner der vorhandene Quarzeinschluss ist. Stock fand im Plagioklasbasalt des Löbauer Berges spärliche unregelmässige Quarzkörner mit Kranz von Augitnädelchen, aber ohne Andeutung einer randlichen Anschmelzung des Quarzes (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 456). Flüssigkeitseinschlüsse brauchen aus diesen eingehüllten Quarzen nicht zu entweichen, obschon dies oft der Fall gewesen ist. Secundäre Glaseinschlüsse können sich in den Quarzen entwickeln und z. B. von eingeschmolzenen Biotit-Interpositionen herrühren, welche dann z. Th. wieder Augit und Spinell als Entglasungsproducte aufweisen (S. 189). — An den Rändern der Quarze kann eine Aufwachszone von neugebildetem Quarz in krystallographischer Orientirung zu dem umhüllten Kern entstehen. Über Specielleres s. Einschlüsse im Basalt.

In pyrogenen Eruptivgesteinen eingeschlossene Sandsteine werden durch Schmelzen des Bindemittels aussen verglast bis auf die Quarzkörner oder auch gänzlich zu Glas eingeschmolzen; als neugebildete Ausscheidungen erscheinen namentlich in dem durch eingeschmolzenes Cäment und partielle Resorption des Quarzes entstandenen Glas: Magnetit, Spinelle, Augit, Tridymit, Eisenglanz, Cordierit, auch neuer Quarz.

Aus angeschmolzenem Quarz kann Tridymit hervorgehen; vom Rath beschreibt aus den Augitandesiten des Aranyer Berges Quarzeinschlüsse, welche innen glasglänzenden muscheligen Bruch, am Rande eine Tridymitrinde besitzen, und auch sonst wird Tridymitbildung mehrfach aus verglasten Sandsteinen erwähnt. Hin und wieder könnte in porösen Gesteinen der neu entstandene Tridymit aber auch als ein Sublimationsproduct zu gelten haben.

Ähnlich dem Quarz verhält sich auch der Granat; er wird nur allmählich mehr und mehr randlich gelöst, und es scheidet sich dann wohl ein vorwiegend aus Magnetit gebildeter Hof um ihn ab. Th. Wolf beobachtete an angeschmolzenen Granaten in Laacher-See-Auswürflingen eine schwache Schlackenkruste, auf welcher sich Magnetit-Oktaëder, undeutliche Prismen von Hornblende oder Augit abgesetzt hatten; in Drusen, welche durch völlig eingeschmolzenen Granat entstanden, waren die Wände des Hohlraums mit Magnetit, Hornblende, rothem Spinell bekleidet (Z. geol. Ges. XX. 1868. 70).

Die Feldspathe werden zunächst getrübt, »gefrittet«, dann, einerlei ob

Orthoklas oder Plagioklas, von dem Magma, wohl unter Mitwirkung seiner corrodirenden Kraft (wie beim Quarz) ebenfalls randlich gelöst, und es entstehen rundliche Contouren. Einschlüsse von Magnetit oder Spinell im Feldspath können aus eingeschmolzenen Biotit-Interpositionen herrühren. Um die Corrosionsränder der Feldspathe beobachtet man nicht selten eine Aufwachsungszone von neu gebildeten Feldspath-Individuen, allemal so krystallographisch orientirt, wie der umhüllte Rest. Ausser diesen an- und weitergewachsenen kommen auch überhaupt neuentstandene isolirte, meist rahmenartig gebildete Feldspathe in den kaustisch bearbeitoten Einschlüssen vor.

Eine besondere Besprechung verdient noch die sog. chagrinirte Beschaffenheit, in welche die Feldspathe oft versetzt befunden werden, und die sich manchmal nur auf die Randzone beschränkt, bei kleinen Individuen auch deren ganze Masse erfasst hat. Bäckström hält dafür, dass dieses chagrinirte oder körnelige Aussehen dadurch erzeugt wird, dass das Magma auf unzähligen feinen (durch die Temperaturveränderung aufgesprungenen?) den Feldspath durchsetzenden Spältchen eingedrungen ist, und dann aus demselben (d. h. dem Magma) neugebildeter Feldspath, in genauer Orientirung zu dem umgebenden präexistirenden, begleitet von anderen Ausscheidungen, z. B. winzigen Körnchen von Magnetit und Chlorit abgesetzt wurde. Für Bruchstücke in schwedischen Diabasen führt er auch an, dass das Magma bei besonders kräftiger Einwirkung wirkliche Hohlräume im Inneren der Feldspatho — »die Lösungsräume« — geschaffen habe; dieselben waren später bei der Krystallisation des Diabases erfüllt mit einem Gemisch von gelöstem Feldspath und dem durch Diffusion eingeführten, in seiner Zusammensetzung geänderten Diabasmagma; aus diesem Gemisch krystallisirten alsdann allerlei Mineralien in den Hohlräumen, insbesondere parallel gestellte Feldspathgitter, auch Quarz, weiterhin Kalkspath und Chlorit, während anderswo die Erfüllungsmasse dieser Lösungsräume mehr einer sphaerolithisch ausgebildeten Intersertalgrundmasse des Diabases gleiche. Es ist wohl nicht zweifellos, ob Alles das, was Bäckström Ausfüllungssubstanzen der Lösungsräume nennt, wirklich von eingedrungenem und erstarrtem, wenn auch differenzirtem Diabasmagma abstammt, und er selbst fasst auch an einer anderen Stelle den Vorgang so auf, dass in »einer letzten Phase« von den Seiten Lösungen von kohlensäurehaltigen Gewässorn einsickerten, unter deren Einfluss der Quarz, Kalkspath und Chlorit der Lösungsräume gebildet sei. Immerhin scheint er diese Mineralien aber noch mit der eigentlichen Gesteinsverfestigung in Verbindung bringen und sio nicht für specifisch secundäre Producte halten zu wollen. Von Bäckström's Gesichtspunkt aus wären die chagrinirte Beschaffenheit der Feldspathe einerseits und die Lösungsräume andererseits »eigentlich identisch und nur verschiedene Stufen derselben Entwickelung«, und er beschreibt auch Gebilde, die so ziemlich in der Mitte zwischen beiden stehen (Bihang till k. Svenska Vet. Akad. Handl. XVI. Abth. II. 1890. No. 1).

In Feldspathen saurer Gesteinseinschlüsse, welche in den Basalttuffen der Auvergne liegen, beobachtete Lacroix eine Erfüllung der Masse mit ungeheuer

zahlreichen winzigsten Gasporen, bald kugelig, bald röhrenförmig parallel den Spaltungen, bald in negativer Krystallgestalt; bisweilen werden sie von neu entstandenen Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglicher Libelle begleitet. — Durch die Hitzeeinwirkung kann auch, wie Des Cloizeaux (Annales des Mines 1882. II) zeigte, die optische Axenebene im Orthoklas ihre Lage verändern, indem sie die auf das Klinopinakoid senkrechte Richtung verlässt und eine demselben parallele erhält. — Klemm führt an, dass die in einem Lausitzer Diabasgang als zerspratzte Einschlüsse liegenden Plagioklase durch eine eigenthümliche netzförmige Zeichnung charakterisirt sind, welche von einer Veränderung ihrer optischen Eigenschaften herrührt; statt dass die einzelnen Zwillingslamellen geradlinig begrenzt sind, durchdringen sie sich gegenseitig mit ungefähr senkrechten Fortsätzen, so dass zwischen gekreuzten Nicols bei Dunkelstellung der einen Lamelle gleichzeitig ein Theil der Querbalken jenes Netzwerks dunkel erscheint, während der Rest der letzteren bei einer Drehung des Objecttisches mit den anderen Zwillingslamellen auslöscht (Sect. Neustadt-Hohwald 1890. 20).

Durch die geschilderten Vorgänge entstand eine Abrundung des Einschlusses an der Aussenseite, ein Rissigwerden desselben, ein Eindringen des Eruptivmagmas auf diesen Fugen unter fortwährendem auch innerlichem Einschmelzen und Corrodiren, Zertheilung des Einschlusses in seine einzelnen Gemengtheile (»Zerspratzung«), theilweises oder vollständiges Zergehen desselben. Da, wo der Schmelzfluss des Magmas mit dem durch Resorption der fremden Gesteinsgemengtheile gelieferten Schmelzfluss unter gegenseitiger Mischung zusammentraf, war insbesondere Gelegenheit zur Herauskrystallisirung von Mineralien geboten. Als solche Mineralien, welche sich aus den hier in Rede stehenden Schmelzmassen, mögen sie des einen oder anderen Ursprungs sein, neu gebildet haben, sind bekannt geworden: Magnetit und Spinelle, Feldspathe, Quarz, Tridymit, Augit, Hypersthen, Hornblende, Cordierit, Apatit, Eisenglanz, Rutil, spärlich Biotit. Die Cordierite in solchen Einschlüssen scheinen eine verschiedene Rolle zu spielen, indem sie theils verschonte Überreste aus bearbeiteten cordieritführenden Gesteinen sind, theils Neubildungen; im letzteren Falle sind sie bald aus der Einschmelzung eines cordierithaltigen Gesteins wieder herauskrystallisirt, bald aber können sie auch aus einem Schmelzfluss herauskrystallisiren, an dessen Entstehung kein präexistirender Cordierit betheiligt war, wie an der Contactzone zwischen Basalt und Schiefer, in verglasten Sandsteinen (vgl. S. 371). — Nach v. Chrustschoff sollen in den Graniteinschlüssen innerhalb des Basalts von Striegau auch neugebildete Zirkone vorkommen, da diese im Glas liegenden Individuen einen von dem sonstigen in den Graniten verbreiteten ganz abweichenden oktaëdrischen Habitus besitzen, an dem das Prisma kaum angedeutet ist (Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 300). — Auffallend ist, dass bei diesen Einwirkungen der Eruptivgesteine auf eingeschlossene Fragmente niemals eine Neubildung von Andalusit beobachtet wurde, weder aus der Einschlussmasse selbst (auch nicht, wo diese aus Phyllit bestand) noch aus jenen Zonen, welche als Mischungen von Einschlussschmelz und Eruptivmagma gelten müssen.

Lacroix berichtet, dass in Bruchstücken eines körnigen Sillimanit-Cordieritgneisses, welche im Basalt von Fay-le-Froid (Haute-Loire) liegen, das meist farblose Schmelzproduct des Feldspaths kleine zarte Nädelchen neu ausgeschieden enthalte, welche vielleicht dem Sillimanit angehören. — Im Allgemeinen scheint es nach den allerdings spärlich vorliegenden Beobachtungen, dass die in Folge der Bearbeitung fremder Gesteinsbruchstücke sich neu bildenden Mineralien da, wo dieser Vorgang in grösserer Tiefe erfolgt, eine bedeutendere Korngrösse erlangen, als in den nahe oder an der Erdoberfläche erstarrten Gesteinen.

In wie weit bei der Veränderung der Einschlüsse etwa auch Sublimation mit im Spiele war, verdient noch näher untersucht zu werden; vom Rath erwähnt sublimirte sehr kleine Plagioklaskrystalle in Drusen eines im Augitandesit des Aranyer Berges gefundenen 4 cm grossen Einschlusses, welcher vorwiegend aus röthlichgelbem Augit und z. Th. in Tridymit umgewandeltem Quarz bestand (Sitzgsb. niederrhein. Ges. 1879. 110).

Thonschiefer, Thone, Grauwacken werden rothgebrannt, z. Th. aufgebläht, mehr oder weniger an- oder eingeschmolzen; Eisenspath kann sich in Magnetit umwandeln.

Dichte Kalksteine können innerhalb der effusiven Gesteine in krystallinischkörnigen Marmor verändert werden; waren sie unrein, so kommt es auch zu einer Entwickelung von Kalksilicaten, ähnlich wie im Contact mit plutonischen Gesteinen (vgl. S. 588). Über Versuche Doelter's, durch Eintauchen grösserer Kalksteinfragmente in geschmolzene Eruptivgesteine die natürlichen Contactwirkungen nachzuahmen s. N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 130; es wurden dabei in dem Kalkstein Plagioklas, ein gehlenit- und ein meionitähnliches Mineral erhalten, während in dem Erstarrungsproduct sich am Contact röthliche Augite, Spinelle und Magnetite bildeten (mehrfach ist leider nicht angegeben, ob die betreffenden Mineralien innerhalb des Eruptivgesteins oder innerhalb des Kalksteins zur Entstehung gelangt waren).

Bei der Frage nach dem Verhalten der Einschlüsse in den kaustisch wirkenden Eruptivmagmen scheint es sich um drei Momente zu handeln: 1) die Temperatur des Magmas; 2) die leichtere oder schwerere Schmelzbarkeit des Einschlusses, welche z. Th. durch seine chemische Zusammensetzung bedingt ist; 3) die chemische Zusammensetzung des Magmas, welche die Assimilirung des Einschlusses erleichtert oder erschwert. Roth ist freilich (Geologie III. 88) der Ansicht, dass allein »die Beschaffenheit der Einschlüsse (also Punkt 2) für die Veränderungen, welche sie erleiden, das Entscheidende ist«; aber Roth redet selbst z. B. davon, dass der Quarz der chemischen Einwirkung des heissflüssigen Eruptivgesteins unterliegt und letztere ist doch gewiss bei den abweichenden Magmen verschieden.

Je näher verwandt die chemische Zusammensetzung von Eruptivmagma und Einschluss ist, desto besser scheint in Magmen von nicht excessiv hoher Temperatur der letztere erhalten zu bleiben, und je grösser die Aciditätsdifferenz

zwischen beiden ist, desto intensiver scheinen die Veränderungen des Einschlusses zu sein (vgl. auch Lacroix, Bull. serv. carte géol. France No. 11. Tome II. 1890. 27; Comptes rendus 26. Jan. 1891, wo allerdings auf die Temperatur kein Gewicht gelegt wird). Ein basisches Magma dürfte einen aciden Einschluss trotz dessen schwererer Schmelzbarkeit doch leichter assimiliren als einen ebenfalls basischen. Daher finden sich auch z. B. in der Auvergne Einschlüsse saurer, oft cordieritführender Gneisse mit Granat, Zirkon, Korund, Diaspor nur in den acideren Trachyten und Andesiten, während sie in den Basaltlaven bis auf einige uneinschmelzbare Gemengtheile (Zirkon, Sillimanit, Diaspor, auch Quarz) resorbirt wurden. Wo in seltenen Fällen Quarzporphyre oder deren Pechsteine Graniteinschlüsse enthalten, scheinen die letzteren jene Veränderungen, wie sie innerhalb der Basalte an ihnen eintreten, durchschnittlich überhaupt nicht erfahren zu haben. Vgl. auch die Versuche Arthur Becker's über die Resorption von Lherzolithbrocken in chemisch abweichenden und verschieden temperirten Schmolzen, Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 63. — Da im Allgemeinen die natürlichen aciden Magmen eine höhere Temperatur besessen zu haben scheinen als die basischen, so könnte man vielleicht folgendes Schema aufstellen:

bei hoher Temperatur wird im aciden Magma { ein acider Einschluss . . . . nicht resorbirt; ein basischer Einschluss . . resorbirt

bei niedrigerer Temperatur wird im basischeren Magma { ein acider Einschluss . . . . resorbirt; ein basischer Einschluss. . nicht resorbirt.

Bei aussergewöhnlich hoher Temperatur könnte jedoch im ersten Falle am Ende auch Resorption eintreten.

Recht bemerkenswerth ist übrigens, dass gar manchmal in Gesteinen, welche sonst eine erhebliche Wirkung auszuüben pflegen, auch wohl fremde Einschlüsse eines sonst darin veränderlichen Materials liegen, die gar keine wesentliche Beeinflussung offenbaren. Ja es kommen wohl in demselben Eruptivgestein umgewandelte und vollständig unversehrte Einschlüsse neben einander vor. Eine Einwirkung fehlt völlig z. B. bei den Einschlüssen von: Granit im Basalt des Tellnitzer Thals (Reuss) — Granit und Gneiss im Basalt der Überschar bei Landeck in Schlesien (v. Lasaulx und Roth; theilweise sind die Einschlüsse gefrittet) — Gneiss im Phonolith des Borzen bei Bilin (Reuss) — Kalkstein im Phonolithgang von Hammer-Unterwiesenthal (Sauer) — Gneiss, Granit, Quarz im Trachyt von Dietzenbach in Hessen — Eocänkalk im Rhyolith vom Botro delle Rozze bei Campiglia (Lotti) — Thonschiefer im Felsitporphyr-Pechstein von Mohorn — Schieferthon und kohlenhaltigem Sandstein des Rothliegenden im Rochlitzer Porphyr von Lonnewitz — körnig-schuppigem Gneiss im Quarzporphyr von Naundorf bei Tharandt — Thonschiefer in Porphyrgängen der Sect. Falkenstein (letzteres nach Siegert, Schröder, Sauer und Beck).

Auf einen nicht unwesentlichen Punkt muss zum Schluss noch hingewiesen werden. Es können in pyrogenen Effusivgesteinen wenig oder gar nicht veränderte Einschlüsse vorkommen, welche petrographisch mit charakteristischen Gliedern aus den metamorphischen Schiefer-Contacthöfen um Granite überein-

stimmen. In diesem Falle handelt es sich um emporgebrachte Bruchstücke von unterirdisch vorhandenen solchen Contacthöfen. So enthalten z. B. die Andesite des Siebengebirges Fragmente von typischem Chiastolithschiefer, welche auf das Dasein derartiger subterraner Contactgebilde verweisen; hier liegt die Sache nicht etwa so, als ob der Andesit eingeschlossene normale Schieferbruchstücke seinerseits zu Chiastolithschiefer metamorphosirt habe. — Weiterhin ist es aber auch denkbar und durch einige Vorkommnisse wahrscheinlich gemacht, dass solche Bruchstücke (z. B. Cordierit- oder Andalusithornfels) — bereits Glieder eines contactmetamorphischen Hofes nicht kaustischer Natur — nun innerhalb der Eruptivgesteine, z. B. der Trachyte und Basalte, einer weiteren und zwar kaustischen Metamorphose anheimfallen. Dass bei dieser Gelegenheit Veranlassung zur Bildung von ganz anderen Mineralcombinationen gegeben wird, als da, wo ein noch normal beschaffenes, überhaupt noch unverändertes Gesteinsbruchstück von Seiten des Eruptivmagmas bearbeitet wurde, ist leicht einzusehen; ebenso aber, wie schwer es bei der mangelnden Kenntniss der mineralogischen Zusammensetzung des zur Einhüllung gelangten metamorphischen Fragments nun fällt, auseinanderzuhalten, welche Gemengtheile seines jetzigen Bestandes etwa noch dem ganz ursprünglichen normalen Material angehören, welche auf die granitische Contactmetamorphose, welche auf die spätere kaustische Bearbeitung zu schieben, welche als Reste und welche als Neubildungen zu deuten sind (vgl. z. B. Karl Vogelsang, Einschlüsse in Andesiten der Eifel, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 25).

Bei dieser Gelegenheit mag auch eines Vorkommnisses erwähnt werden, bei dessen Bildungsgeschichte es sich der Angabe nach um die Einwirkung eines Eruptivmagmas auf eine noch nicht völlig verfestigte andere Eruptivmasse handeln soll. Es ist das Gestein der Insel Walamo im Ladoga-See, von Kutorga als Labradorgranit bezeichnet, von Lagorio mit Reserve zu den Trachyten gestellt. — Das Massiv besteht zufolge v. Chrustschoff zur Hauptsache aus einem dunkelbraunen äusserlich an den Nephelindolerit vom Löbauer Berg erinnernden, sowie aus einem dunkelgrünen grob- bis mittelkörnigen diabasartigen Gestein, welche beide durchzogen werden von 1—2 Zoll breiten, rothbraunen mikropegmatitischen Adern (73 % SiO_2), die mit dem Hauptgestein innig verwachsen sind. Für das Hauptgestein stellt sich v. Chrustschoff den Bildungshergang folgendermassen vor (Stockh. geol. Fören. Förh. XIII. 1891. 149): Ein Magma erstarrt grösstentheils zu einem normalen Olivindiabas mit Plagioklas, Augit, Olivin, Titaneisen, Apatit, doch bleibt noch wasserfreies oder wasserarmes Schmelzmagma, welches sonst Glas geliefert hätte zurück, weshalb die festen Gemengtheile gegeneinander verschiebbar sind. In Folge der Zusammenziehung während der Abkühlung oder einer Art Abschreckung entstehen im Gesteinsmassiv Risse. In die Discontinuitäten erfolgt unter gewaltigem Druck die Injection eines sehr sauren mit Wasser getränkten granitischen Magmas, welches aber nicht nur die oben erwähnten mikropegmatitischen Gänge bildet, sondern auch zwischen die Gemengtheile des Olivindiabases injicirt wird, worauf dieselben, mehr oder weniger dislocirt und auseinandergetrieben, nebst dem noch nicht völlig erstarrten Glas

mit diesem sauren Magma in Wechselwirkung treten. Je nach der Entfernung von den Hauptinjectionsstellen entstehen diverse, höher oder geringer potenzirte Mischungsglieder. Die primären basischeren Plagioklase werden theilweise resorbirt, die corrodirten Reste derselben durch Anlagerung von saurerem Plagioklas oder meist Orthoklas zu geradlinig begrenzten Individuen ergänzt. Der etwa 17% SiO_2 haltende Augit wird durch Einwirkung des wasserhaltigen sauren Magmas randlich in blassgrüne, schwach pleochroitische Hornblende (ca. 53 SiO_2) umgewandelt. Das hyaline Residuum des Olivindiabases übersättigt sich mit Kieselsäure und scheidet beim Erkalten Quarz und Orthoklas aus. Der überschüssige Rest des sauren Magmas selbst erstarrt zu höchst feinem Mikropegmatit. — So sei die dunkel braune Varietät des Hauptgesteins (68 SiO_2) entstanden aus $\frac{2}{3}$ Olivindiabas + $\frac{1}{3}$ Granit, die dunkelgrüne (59 SiO_2) aus $\frac{5}{6}$ Olivindiabas + $\frac{1}{6}$ Granit.

Schliesslich ist noch der Erscheinung zu gedenken, dass Braunkohlen oder Steinkohlen, welche von einem pyrogenen Eruptivgestein durchbrochen oder stückweise in dasselbe eingehüllt wurden, einem Veränderungsprocess unterlegen sind, der mit der Bildung künstlicher Cokes verglichen werden kann, wozu sich dann meist auch eine, wie bei den letzteren auftretende prismatische Absonderung gesellt; vgl. Specielleres darüber bei Quarzporphyr, Basalt.

I. Steinkohle von Durham, England; nach Abzug von 10,15% Asche. — Ia. dieselbe, durch Eruptivgestein (sog. Basalt) vercokt, nach Abzug von 38,65% Asche. — II. Steinkohle von Hanswell, Sutton Seam, Becken von Newcastle; nach Abzug von 2,02% Asche. IIa. dieselbe, durch sog. Basalt verändert, nach Abzug von 13,60% Asche. — Künstliche Cokes, getrocknet und aschenfrei berechnet: III. aus Ruhrkohle (Asche und Schwefel 6,4%); IV. aus Saarkohle (Asche 8,54%); V. aus englischer Kohle (Asche 9,15%).

	I.	Ia.	II.	IIa.	III.	IV.	V.
C	85,85	91,94	91,76	92,89	90,87	94,53	92,86
H	4,16	1,63	3,51	2,78	0,92	2,17	0,20
O	4,75	5,72	1,26	1,07	8,21	3,30	6,94
N	—	—	2,18	1,35	—	—	—
S	4,76	0,29	1,29	1,91	—	—	—
	99,52	99,58	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Der Kohlenstoffgehalt ist bei den Veränderungen erhöht, er stimmt in Ia, IIa, III, IV, V sehr nahe überein. Bei den Veränderungen vermindert sich der Wasserstoff ebenso wie bei den künstlichen Cokes; der Sauerstoff fährt fort zu schwanken, wie in den unveränderten Kohlen. Die Asche ist oft in einem Maasse angereichert, dass man wohl nur an eine nachträgliche Zufuhr gelöster Substanzen denken kann, worauf auch der häufig hohe Gehalt an Eisenoxydhydraten verweist.

Ganz anhangsweise mag hier noch der secundären Entglasung gedacht werden, welche nicht auf nassem Wege, sondern durch Hitze vermittelt wird. Bei den von Herman und Rutley ausgeführten Untersuchungen über die künstliche Devitrification künstlichen Glases, welches längere Zeit einer eben unter dem Schmelzpunkt liegenden Hitze ausgesetzt war, hat es sich gezeigt, dass dieses Glas von aussen nach innen krystallinisch wird; auch entwickeln sich die

faserigen Entglasungsgebilde entlang den Sprüngen im Glas, ja ein Experiment ergab, dass Devitrification selbst mikroskopisch einem mit einer Diamantspitze eingegrabenen Ritz folgt, wenn das so behandelte Glasstück einer hellen Rothgluth durch 9 Tage ausgesetzt wurde (Proc. royal soc. Bd. 39. 1885. 87). In dem Obsidianbreccienstrom von den Rocche Rosse auf Lipari wird die Erscheinung, dass feine sphaerolithische Krusten die Oberfläche der Obsidianstücke überziehen und dass ein Flechtwerk axiolithischer Gebilde (manchmal mit Glaskernen) an netzförmige Sprünge gebunden ist, von Grenville Cole so gedeutet, dass die Obsidianfragmente einer erneuerten Hitze unterworfen oder durch die Hitze in den unteren Strompartieen beeinflusst worden seien (Miner. Magaz. IX. 1891. 272).

4. Veränderungen durch Kohlenbrände.

Eine kleine Gruppe von nur selten beobachtbaren Veränderungserscheinungen, welche gleichwohl eine besondere Kategorie darstellt, ist an die Nachbarschaft von Steinkohlen- und Braunkohlenlagern geknüpft, die durch Selbstentzündung in Brand gerathen sind. Die thonigen Sandsteine, Thone und Schieferthone, welche die unmittelbare Decke solcher brennender Flötze bilden, wurden »wie die Lehmziegel in einem brennenden Ziegelofen« gebrannt, gefrittet, halb verglast und verschlackt. Einen Theil dieser Kohlenbrandproducte bilden die sog. Porzellanite (s. d); andere erscheinen als förmliche Schlacken, schwarz, braun oder roth, oft metallisch glänzend oder bunt angelaufen, meist mehr oder weniger aufgebläht und blasig-porös, häufig Fragmente von gebranntem bis halbgeschmolzenem Thon oder Schieferthon umschliessend, durch deren Anhäufung das Ganze wie eine Breccie von zahllosen, durch schlackiges Cäment verkitteten Bruchstücken aussieht. Thoniger Sphaerosiderit ist dabei zu stengeligem thonigem Rotheisenstein gebrannt (nach Hoheneggber nimmt auch der künstlich geröstete Sphaerosiderit genau dieselbe Farbe und Structur an). Entfernter gelegene Kohlen, bis zu welchen die Entzündung nicht reichte, werden verccokt. Auf die Materialien im Liegenden pflegte die Einwirkung des Brandes nur unerheblich zu sein. Bekannte Orte, wo diese Veränderungen sich abspielten, sind u. a. die Gegend von Oberplanitz und Cainsdorf bei Zwickau (der jetzt erloschene planitzer Erdbrand); der »brennende Berg« bei Dudweiler (wo die Entstehung des jetzt 150 Jahre alten Brandes durch schwefelkiesreiche Schieferthone der Steinkohlenformation erfolgte); Gegend von Zittau; Häring in Tirol; namentlich das nördl. Böhmen, die Gegend von Schellenken, Zesenitz und Nechwalitz bei Teplitz, Schwindschitz und Lischnitz unweit Bilin und Brüx, Umgegend von Falkenau und Karlsbad; hier sind die Erdbrände, deren Producte die Kuppen des Hügellandes bilden, älter als die Entstehung der in unveränderte Thone und Sande eingeschnittenen Thäler. Als Aschenreste der verbrannten Kohlenflötze gelten leichte, an der Zunge klebende, tuffähnliche, hell-schmutziggelbe Massen, welche stets unter den gebrannten Thonen vorkommen.

Speciellere Producte solcher Kohlen- und Erdbrände sind noch: Vivianit, seit lange aus dem Hangenden des Steinkohlenflötzes von Commentry in Frankreich bekannt, wo die Krystalle in Höhlungen eines geschmolzen gewesenen Schieferthons sitzen, dessen Umbildungsproduct jetzt zur Hauptmasse aus Cordierit (in höchstens 0,25 mm grossen Drillingen), aus Anorthit und Augit in sehr wechselnder Mengung besteht, mit wenig lichtem Glas; Cordierit, mit etwas Spinell und Magnetit, setzt bisweilen fast allein die veränderte Masse zusammen; bei reichlichem Gehalt an Anorthit und Augit entwickelt sich ophitische Structur; letztere beiden Mineralien erscheinen ebenfalls auf Drusen des veränderten Gesteins; der Vivianit ist nach Mallard hervorgegangen aus dem ebendaselbst vorkommenden, dem Rhabdit ähnlichen tetragonalen Phosphoreisen (Fe : P = 3,8 : 1); vgl. Mallard, Comptes rendus XCII. 1881. No. 15 u. Bull. soc. min. IV. 1881. 230; Lacroix, Comptus rendus, 28. Dec. 1891. — Eine ähnliche Cordieritbildung findet sich auch in verglasten carbonischen Sedimenten von Cransac (Aveyron). — Die gebrannten Thoneisensteine bei Schwindschitz bestehen grösstentheils aus Eisenoxyduloxyd und folgen dem Magnet. — Die Schlacken bei Straka enthalten metallisches Eisen, welches aus Thoneisenstein reducirt worden ist. Nach Tyrrell sind am Nord-Saskatchewan-Fluss (Alberta-District, Canada) Eisencarbonatconcretionen, die in Thon- und Sandsteinschichten eingeschlossen waren, durch ein in Brand gerathenes Steinkohlenflötz zu metallischem Eisen reducirt worden, welches in bis 10 kg schweren Knollen zwischen den übrigen Brandproducten liegt (Am. journ. sc. (3) XXXIII. 1887. 73). — Als Sublimationen erscheinen Schwefel, Realgar und Auripigment, Salmiak, Arsenolith.

5. Veränderungen durch und beim gebirgsbildenden Druck.

Indem die Dislocationen oft die Anpassung einer Gesteinsmasse an eine andere Gestalt verlangen, können sie in die innere Beschaffenheit derselben verändernd eingreifen. Gewöhnlich besteht bei den gebirgsbildenden Vorgängen die Gesteinsumformung zunächst in einer Zusammendrückung in der einen Richtung (bisweilen verbunden mit Überschiebung) und einem entsprechenden gleichzeitigen Ausweichen oder gar in einer Streckung in der anderen entgegengesetzten Richtung. Eine Gesteinsmasse ist 1) einfach gequetscht, resp. gestreckt, wenn sie zwischen Gesteinsmassen von gleicher Bewegung durch stehenden Druck zusammengedrückt worden oder unter Druck ausgezogen ist (z. B. mit einander parallele Schichtschenkel isoklinaler Falten); 2) ausgewalzt, wenn sie zwischen Gesteinsmassen von entgegengesetzter oder doch wesentlich ungleicher Bewegung durch sich fortbewegenden Druck an Mächtigkeit verringert worden ist (z. B. Mittelschenkel liegender Falten). Mit »shearing« bezeichnen die englischen Geologen jene überschiebende Bewegung, bei welcher jede obere Schicht ein wenig weiter, als die darunter befindliche bewegt wird.

Die in Rede stehenden Veränderungen durch den gebirgsbildenden Druck

sind mit mancherlei Namen bezeichnet worden: von Lossen (1869) zuerst als Dislocationsmetamorphismus, von Baltzer (1873) als mechanischer Metamorphismus, von Gosselet (1884) als Frictionsmetamorphismus (»Métamorphisme par friction«), von Kinahan als Metapepsis, von Gümbel (1885) als Stauungsmetamorphose, von Bonney (1886) als Pressionsmetamorphismus (»Pressure-metamorphism«), von Rosenbusch (1886) als Dynamometamorphismus, von Brögger (1890) als Druckmetamorphose. Auch gebraucht man wohl den Ausdruck tektonischer Metamorphismus. Diejenigen Bezeichnungen scheinen den Vorzug zu verdienen, welche auch auf die mitwirkenden Bewegungen hinweisen, während der blos die Bethätigung überhaupt einer Kraft angebende Name Dynamometamorphismus wohl wegen seiner Allgemeinheit minder charakteristisch sein dürfte.

Die Wirkungen des Gebirgsdrucks erstrecken sich selbstverständlich sowohl auf Sedimentmassen, als auf krystallinische Schiefer, als auf Erstarrungsgesteine. Es hat verhältnissmässig lange gedauert, bis man erkannte, dass auch die von Gebirgsbewegungen mit ergriffenen Massengesteine ähnliche Structurveränderungen, namentlich Schieferigwerden, durchmachen müssen, wie man sie an den dem Druck unterworfenen Sedimentärmassen längst sicher beobachtet hatte. Die plutonischen Gesteine sind nach Maassgabe ihres Entstehungsortes von den Faltungen und Stauchungen der äusseren Erdkruste in hohem Grade betroffen worden und zeigen die Wirkungen solcher dynamischen Vorgänge sehr deutlich an ihren Gemengtheilen. Von den vulkanischen Gesteinen sind es nur die älteren in die Sedimentärgebirge eingeschaltet erscheinenden Ergüsse, welche sich in dieser Hinsicht den plutonischen nähern können, während die jüngeren, die Oberfläche bildenden grösstentheils noch in wenig gestörter oder ungestörter Lagerung verharren. Die Massengesteine sind überhaupt insbesondere bedeutungsvoll, weil hier so oft ein festes Substrat von ganz bestimmter Mineralaggregation, chemischer Durchschnittszusammensetzung und Structur zuverlässig als Muttergestein der Umwandlungsproducte angegeben werden kann; so ist z. B. das noch gerettete Auftreten der echt ophitischen Structur sehr charakteristisch, da dieselbe lediglich bei pyrogenen Gesteinen vorkommt. »In den primären Mineralien und primären Structuren der Erstarrungsgesteine besitzen wir eine wohlbekannte Grösse, einen festen Maassstab, an welchen Art und Grad jener secundären Mineralien und secundären Structuren gemessen werden können, welche die Natur des metamorphischen Gesteins mehr oder weniger ausmachen« (Lossen). Die Zurückführung des Umwandlungsproducts auf das Urgestein wird hier in viel sichererer Weise durch Pseudomorphosenbildung unterstützt, als es da, wo metamorphosirte Sedimente vorliegen, durch die überhaupt nur unter besonders günstigen Verhältnissen erhaltenen Petrefacten geschehen kann. Immerhin ist aber auf diesem Gebiet des Dislocationsmetamorphismus der unmittelbare Beweis, dass die in Rede stehenden Materialien aus anderen Gesteinen thatsächlich hervorgegangen sind, nicht so oft und so unzweifelhaft zu führen als da, wo die Erscheinungen des Contactmetamorphismus vorliegen.

Eruptivgesteine, Tuffe und Sedimentärgesteine können sich in ihrem ver-

änderten Aussehen immer mehr einander nähern, je mehr sie diesen metamorphosirenden Einflüssen unterlegen sind.

Was die geschichtliche Entwickelung der Ansicht von der Bedeutung des Gebirgsdrucks anbetrifft, so liegt von Darwin eine 1846 veröffentlichte bemerkenswerthe Äusserung vor, gemacht zu einer Zeit, als die Transversalschieferung (cleavage) noch nicht als eine Druckwirkung bekannt war: »I was particularly struck in the eastern parts of Terra del Fuego with the fact that the fine laminae of clay-slate, where they cut straight through the bands of stratification and therefore indisputably true cleavage-plans, differ slightly from one another in their greyish and greenish tints of colour, as also in their compactness and in some laminae having a more jaspery appearance than others. This fact shows that the same cause which has produced the highly fissilo structure, has altered in a slight degree the mineralogical character of the rock in the same planes« (Geol. observations on South-America, 1846. 155). Dann war es der Bergmeister Baur, welcher 1846 die secundäre Schieferung auf Druckwirkungen zurückführte (vgl. S. 525). Einen Zusammenhang zwischen hochgradiger krystalliner Ausbildung und Gebirgsbewegungen hat schon 1857 Daubrée geahnt, indem er (Ann. des mines (5) XII. 325) sagt: »Les phyllades ne sont que le premier terme de transformations plus profondes; aussi ne se trouvent-ils jamais en dehors de zones autrefois plus ou moins disloquées.«

Mit vollem Bewusstsein ist die Theorie wohl zuerst von Lossen 1867 vorgetragen worden, welcher von den krystallinischen Schiefern des Taunus annahm, dass sandige und thonige, noch wasserhaltige Sedimentschichten durch die Ursache der Gebirgsbildung des rheinischen Schiefergebirges aufgerichtet und zugleich in ihren kleinsten Theilchen zur Umkrystallisation disponirt worden seien, so dass sich das krystallinische Schiefersystem daraus entwickelte. »Erwägt man, dass die ältesten versteinerungsführenden fast horizontalen Schichten Russlands, offenbar weil ungestört, in ihrer ursprünglichen Lage heute noch plastische Thone und Sande sind, dass hingegen die Umwandlung solcher Rohstoffe der sedimentären Petrographie von der einfachen chemischen Caementation und physikalischen Verdichtung an durch zahlreiche Übergangsstufen bis zum krystallinischen Dachschiefer und glimmerführenden Quarzit, ja endlich bis zum granatführenden Glimmerschiefer stets mit der Grösse der Umwälzungskatastrophe der betreffenden Schichtensysteme gleichen Schritt hält, so dass fast kein grösseres longitudinales Gebirge von erheblicher Höhe in steiler Schichtenstellung existirt, das nicht eine krystallinische Schieferaxe oder mehrere dergleichen Parallelzonen besitzt, dass es dabei ganz gleichgültig erscheint, welches Alter diese krystallinischen und krystallinisch-klastischen Sedimentschichten besitzen, dass dieselben beispielsweise in der Schweiz von dem Kohlengebirge bis zur mittleren Tertiärzeit nachgewiesen sind, so möchte man es als ein allgemeines Gesetz aussprechen, dass die meisten echten krystallinischen Schiefer — also nicht die schieferig entwickelten Massengesteine — (theils im Contact mit Eruptivgesteinen, theils ohne solchen, immer aber) in Folge der

allgemeinen dynamischen gebirgsbildenden Processe auf nassem Wege umkrystallisirte Sedimente seien« (Z. geol. Ges. XIX. 1867. 698). — 1869 sagt er (ebendas. 327), dass »nördlich der Sattelaxe der Tanner Grauwacke zwischen den beiden grossen Granitmassen des Rambergs und Brockens die abweichende halbkrystallinische oder krystallinische Beschaffenheit mancher Schichten in Übereinstimmung steht mit den gesteigerten physikalischen Störungen der ganzen Schichtenfolge«. — 1872 spricht er von der (nach dem Obigen 1867 noch in Abrede gestellten) unbestreitbaren Thatsache, dass durch metamorphische Processe massige Gesteine in schieferige (aber darum noch nicht in geschichtete) umgewandelt werden. 1883 wird die Bedeutung solcher Gebiete hervorgehoben, in welchen zwischen den Schichten eingeschaltete und nur passiv am Faltungs- und Gebirgsbildungsprocess betheiligte Eruptivgesteine in annähernd demselben Grade, wie die daneben anstehenden Schichtgesteine substantielle und structurelle Umwandlungen durch den Dislocationsprocess erleiden (Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1883. 619). Vgl. noch in allgemeiner Hinsicht:

Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. 2 Bde.

Rothpletz, Über mechanische Gesteinsumwandlungen bei Hainichen in Sachsen, Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 374.

H. Reusch, Die fossilienführenden krystallin. Schiefer von Bergen in Norwegen, übers. von Baldauf. Leipzig 1883.

J. Lehmann, Untersuchungen üb. d. Entstehung der altkrystall. Schiefergesteine. Bonn 1884.

L. Milch, Beiträge zur Kenntniss des Verrucano. Leipzig 1892.

Die Veränderungen, welche durch den mechanischen Druck in Gesteinen unmittelbar hervorgebracht werden oder auf denselben als erste Ursache zurückzuführen sind, geben sich kund in:

1) einer Veränderung blos der Consistenz und Continuität der Gesteinsmasse als solcher;
2) einer Veränderung der einzelnen Gemengtheile sowohl bezüglich a) ihres Zusammenhangs, als b) ihrer Gestalt, als c) ihrer Structur;
3) einer Veränderung der Structur des Gesteins selbst;
4) einer Veränderung des Mineralbestandes durch Umwandlung und Neuproduction.

Das Folgende wird erweisen, dass auf dem hier in Rede stehenden Gebiet bezüglich gewisser Fragen noch zur Zeit mancherlei Schwierigkeiten bestehen.

Wenn in einem Gesteinskörper eine Verschiebung nicht durch seine ganze Masse hindurch völlig gleichmässig und gleichsinnig stattfindet, sondern sich in dem Maass der Bewegung örtliche, wenn auch noch so geringfügige Differenzen einstellen, so entstehen Spannungen und wenn der Betrag der Spannung die jedem Gestein eigenthümliche Elasticitätsgrenze, bis zu welcher es einen gewissen Widerstand entgegensetzen kann, überschreitet, so wird an der Stelle des geringsten Widerstandes vielfach eine Lösung der Cohaesion durch Entstehung einer Kluft oder klaffenden Spalte hervorgerufen. Von solchen werden

viele Gesteine in so reichlichem Maasse durchzogen, dass sie innerlich völlig zerstückelt erscheinen, ohne dass aber weitere bemerkenswerthe Veränderungen an den einzelnen Stücken selbst vor sich gegangen wären. Die Wandungen grösserer Klüfte sind nicht selten mit Frictionsstreifen oder spiegelnden Harnischen bedeckt, welche auf gegenseitige Verschiebungen der durch die Spalten getrennten Gebirgsstücke hinweisen; Verwerfungsspalten, längs deren die Gesteine gequetscht, zerrieben und zermalmt wurden, werden gewöhnlich von mehr oder weniger breiten Trümmerzonen im Gebirge begleitet.

Andererseits braucht sich aber die Auslösung der Spannung nicht immer in der Entstehung von ohne weiteres sichtbaren Sprüngen und Spalten, in einer Zertheilung in breccienhafte Bruchstücke zu äussern, bei denen die Einzelgemengtheile in der Mehrzahl unversehrt bleiben; es kann auch eine, nur durch das Mikroskop in Dünnschliffen wahrnehmbare tausendfältige innerliche Zerbrechung erfolgen, womit dann eine Ausheilung aller dieser überaus zarten Brüche durch neu abgesetzte Mineralsubstanz Hand in Hand zu gehen pflegt. Untersucht man z. B. Proben der stärkst gebogenen Stellen aus scheinbar ganz bruchlos gefalteten und selbst unter der Loupe ganz unzerstückelt aussehenden Gesteinen u. d. M., so sieht man, dass sie eigentlich zu feinem Schutt fragmentirt und dann wieder verkittet sind. Das Maass der fortschreitenden Bewegung, bei welcher eine Biegung ohne makroskopischen Bruch möglich ist, variirt bei den verschiedenen Gesteinen: es ist z. B. sehr gering bei Quarzit und Kalkstein und wird mit dem procentarischen Gehalt an plastischen Partikeln, z. B. thonigen Bestandtheilen, sowie durch Beimengung von Glimmerblättchen erhöht. Wird daher ein aus wechselnden Lagen von Kalkstein und thonigem Sandstein bestehendes Schichtensystem einer allmählichen Biegung unterworfen, so kann es geschehen, dass die Sandsteinschichten anscheinend vollkommen bruchlos gebogen, die Kalksteinschichten aber deutlich vielfach zerbrochen wurden.

Von Heim ist eine Ansicht ausgegangen, welche die anscheinend bruchlose Faltung und Umformung der Gesteine für Wirklichkeit erklärt, d. h. diese Schichtenbiegungen zu verstehen versucht auch ohne Zuhülfenahme jener unzähligen blos mikroskopischen Brüche. Unter der Annahme, dass sich die Moleküle der für gewöhnlich starren Gesteine unter hochgradiger Belastung verschieben können, erblickte er in der Plasticität der Gesteine einen wesentlichen Factor, welcher die Spannung aufzuheben vermag, so dass bei dem gegebenen Betrag derselben eine Spaltenbildung, sei es auch im kleinsten Maassstabe, überhaupt nicht zu erfolgen braucht. In einer gewissen Tiefe unter der Erdoberfläche, wo die Gesteine weit über ihre Festigkeit hinaus belastet sind, pflanze sich der Druck nach allen Richtungen fort, so dass ein allgemeiner, dem hydrostatischen Druck entsprechender Gebirgsdruck allseitig auf die Gesteinstheilchen wirkt, vermöge dessen dort die sprödesten Gesteine in einen latent plastischen Zustand versetzt seien. So accommodire sich das Gestein den Spannungsdifferenzen durch den langsam wirkenden gebirgsbildenden Schub und komme in der neuen Lage — ganz wie eine an den Enden aufliegende, in der Mitte sich allmählich

krümmende Stange Siegellack — wieder in den Gleichgewichtszustand, vorausgesetzt, dass die Bewegung eben so langsam geschieht, dass in keinem Moment ein Überschreiten der Elasticitätsgrenze durch die Spannung erfolgt. — Dass kein principieller Unterschied zwischen dem starren und flüssigen Aggregatzustand besteht, zeigen u. a. die Gleitflächen und künstlichen Zwillingsbildungen, auch die willkürliche Veränderbarkeit der optischen Wirkung von Krystalltheilen, z. B. beim Boracit oder Apophyllit. Auch scheinen jene Anschauungen eine gewisse Unterstützung in den denkwürdigen Versuchen von Spring zu finden, aus denen sich ergab, dass der starre Aggregatzustand (nicht blos von der Temperatur, sondern) auch von dem Druck abhängt, und dass starre, selbst sehr spröde Körper dadurch auch ohne Temperatursteigerung in hohem Grade plastisch werden können: Feilspäne oder Pulver von Blei, Wismuth, Zinn, Zink, Kupfer, Antimon wurden bei 2000—5000 Atm. Druck zu compacten Massen. Doch wollen wohl die meisten Geologen diese wirklich bruchlose Umformung nicht anerkennen und sie halten dieselbe mit Recht nur für scheinbar, indem es sich, wie das Mikroskop enthüllt, dennoch thatsächlich immer um eine continuirliche innere Zerbrechung und Lockerung des Gesteins, Verschiebung der mikroskopischen Trümmer und spätere Wiederverkittung und Ausheilung der Spältchen derselben handle. Auch hat Pfaff auf experimentellem Wege Einwände gegen die Heim'sche Theorie erhoben; selbst bei einem 7 Wochen lang fortgesetzten Druck von 9970 Atmosphaeren, wie er nach ihm erst in einer Tiefe von 36 km unter der Erdoberfläche anzutreffen wäre, gelang es ihm nicht, Gesteine plastisch zu erhalten, während nach Heim's Annahme schon ein Druck von 2600 m Gesteinsmasse, entsprechend nur 703 Atm. dazu hinreichen sollte (Pfaff, Mechanismus d. Gebirgsbildung, Heidelberg 1880. 4; vgl. auch wider Heim z. B. Stapff, N. Jahrb. f. Min. 1879. 292. 792; und 1881. I. 184).

Das Dasein eben jener latenten, nur mikroskopischen Brüche an solchen Gesteinen, welche, wenn an der Erdoberfläche einer starken Biegung unterworfen, in ihrer ganzen Masse mit klaffenden Sprüngen brechen würden, wird von Einigen gerade als ein Übergangsstadium zu dem plastischen Zustand aufgefasst, indem in diesem Falle die Belastung nicht hinreichend gewesen zu sein scheine, um den Zustand vollkommener Plasticität hervorzubringen. Auch Heim verlegt die »rupturelle« Umformung in die oberen Niveaus, die »plastische« in die tieferen, wo die höchste Belastung und allseitiger Druck herrschen, in den mittleren Niveaus seien beide Arten der Umformung neben einander zur Geltung gekommen. v. Richthofen sagt (Führer f. Forschungsreisende 1886. 625): »Die Einwirkung von Vorgängen äusserer Bewegung auf Cohaesionsveränderungen und innere Structur der Gesteine kann sich zwischen weiten Grenzen bewegen. Klaffender Bruch, Zerklüftung, Biegung mit diminutiver innerer Zerreissung und Wiederverkittung und bruchlose Biegung sind als typische, durch Übergänge verbundene Formen dieser Einwirkung zu bezeichnen. Die Natur des Gesteins, seine Elasticitätsgrenze, der Grad seiner Plasticität, die Art des Ansatzes der bewegenden Kraft, das Maass derselben, ihr langsameres oder schnelleres Wirken,

der Verband durch einschliessende Schichten, endlich der Druck durch Belastung oder Pressung, dazu wohl auch der Grad des Wassergehalts — dies sind die wesentlichen Factoren, von denen die Äusserungsform der mechanischen Wirkungen abhängt«; vgl. auch Reyer, Theoret. Geol. 1888. 442. — Bei den Faltungen ist die Mächtigkeit der Schichten am grössten an der Gewölbebiegung, am geringsten an den Gewölbeschenkeln; bei einer liegenden Falte kann der untere Gewölbeschenkel bis zur völligen Zerreissung gestreckt sein. An der Innenseite eines Gewölbes werden die Schichten auf einen kleinen Raum zusammengepresst, dabei gestaut und zerdrückt, kräftig zusammengefaltet und übereinander verschoben. Daher entsteht an solchen Stellen viele Spaltenbildung im kleinen. Auf der Aussenseite hingegen waltet ein starker tangentialer Zug, welcher die Cohaesion überwinden und zur Bildung radialer klaffender Spalten führen kann, die in der Richtung der Falte streichen, immer aber ein Auseinanderzerren der Materials hervorruft. Zwischen Aussen- und Innenseite verläuft eine mehr neutrale Schicht. — Bei dem mechanischen Process der Faltung erscheinen bisweilen völlig abgerissene und abgequetschte Partieen einer Gesteinsart isolirt innerhalb einer anderen, wie dies z. B. bei den Kalk-Gneissfaltungen des Berner Oberlandes beobachtet wird. Auf der Section Ölsnitz-Bergen sind z. B. die quarzitischen Zwischenlager zwischen den cambrischen Thonschiefern durch die mit secundärer Schieferung verbundenen bedeutenden Schichtenstörungen nicht selten derart zerquetscht, dass sie im Querbruch als lauter isolirte linsen- oder augenartige Partieen erscheinen, die durch eingeklemmte Schiefermasse völlig getrennt werden (Weise u. Schröder). In dem Münchberger Gneissgebiet sind bei Helmbrechts die hellen Lagen des Hornblendegneisses zerspalten, und die benachbarten Lagen (weisser Feldspath und Hornblende-Granat-Aggregat) unter starken Windungen und kleinen Verwerfungen von unten her in die breiteren Risse hineingepresst (Lehmann, Entst. d. altkr. Schiefergeb. 1884. 206).

Die makroskopischen und mikroskopischen Erscheinungen, welche die Gemengtheile eines dem Gebirgsdruck unterworfen gewesenen Gesteins darbieten, sind nach der Intensität des letzteren etwas verschieden und äussern sich in Folge der abweichenden Cohaesion auch nicht bei allen Mineralien in gleicher Weise. Das geringste Maass der Wirkung ist es wohl, wodurch blos Veränderungen der Molekularstructur hervorgerufen werden, welche optische Anomalieen bedingen und sich vornehmlich in der sog. undulösen Auslöschung aussprechen (S. 58. 161); Quarze, Orthoklase zeigen dies sehr deutlich, bisweilen auch z. B. Olivine. Die Auslöschung der Individuen zwischen gekreuzten Nicols ist dann nicht scharf und bestimmt, bei der Drehung des Objects verlaufen dunkle Schatten, entsprechend den Radien der Biegung über dasselbe. Auch die Abwechslung hellerer und dunklerer Streifen zwischen gekreuzten Nicols beim Quarz (S. 196) gehört hierher; bisweilen erinnert die Erscheinung an breite Zwillingslamellirung. Oder es handelt sich, wie z. B. oft beim Quarz um den Zerfall eines einheitlichen Individuums im pol. Licht in mehrere, nicht durch Risse getrennte Felder von

nur sehr geringen Unterschieden der Auslöschung, die aber ziemlich scharf von einander abgegrenzt sind. Doch ist die undulatorische Auslöschung nur mit Vorsicht als eine secundäre Wirkung des Gebirgsdrucks im festen Gestein aufzufassen, da sie auch ein primäres Phaenomen sein kann, hervorgebracht durch Spannungen oder Volumveränderungen während der Erkaltung oder durch magmatische Bewegung, wie denn z. B. die Plagioklase in oberflächlich abgelagerten und nicht weiter gestörten Andesitlaven so oft ausgezeichnet undulös auslöschen. Namentlich da, wo sie nur bei einem Theil der Individuen auftritt, die anderen von der Erscheinung frei sind, ist es bedenklich, sie ohne weiteres auf den Gebirgsdruck als wirkenden Factor zurückzuführen. Quarz scheint auch in dieser Hinsicht entschieden sensitiver gegen Druck zu sein als Feldspath.

Ein weiteres erstes Anzeichen der mechanischen Umgestaltungsvorgänge besteht in einer Stauchung oder Biegung der Plagioklaslamellen, in Knickungen und Verbiegungen des Glimmers.

Wird die Grenze der Elasticität überschritten, so zerbricht der Krystall. Die erzeugten sonst irregulär verlaufenden Klüftchen und Risse, welche durch die verschiedenen einzelnen Gemengtheile hindurchgehen, treten in den besser spaltbaren als deren Spaltrisse auf. Längs mikroskopischer Verwerfungsspältchen, welche nicht nur auf Druck, sondern auch auf Bewegungsvorgänge verweisen, findet eine gegenseitige Verschiebung einzelner Theile statt, wie dies namentlich von den zwillingsgestreiften Plagioklasen sehr deutlich dargeboten wird. Grössere Feldspathe lassen auf ihren Hauptspaltungsflächen ein gleichmässiges Einspiegeln vermissen, indem der Krystall nicht mehr ein einheitliches Individuum darstellt, sondern sich aus einer kleineren oder grösseren Anzahl von Bruchstücken zusammensetzt, die meist mit ganz unregelmässigen Grenzlinien zusammenstossend, ein wenig gegen einander verschoben erscheinen, was bis zu einer Biegung der Spaltflächen gehen kann. Wo dies der Fall ist, da zeigen sich die gegen solche Einwirkungen sehr empfindlichen Quarze wenigstens mit undulöser Auslöschung versehen, oft aber auch zerbrochen. — Fracturen, Zerlösung in Brocken, Verschiebungen dieser Art werden auch bei Apatit, Hornblende, Augit, Granat, Turmalin, Sillimanit wahrgenommen, selbst von Zirkon berichtet. Die Bruchstücke hängen stellenweise noch zusammen, oder sie sind von einander entfernt und bekunden ihre Zusammengehörigkeit durch den aufeinander passenden Verlauf ihrer Grenzen und ihre im Ganzen ähnlichbleibende Auslöschung. Der Auseinanderzerrung prismatischer Mineralien in einzelne gliedähnliche Bruchstücke begegnet man namentlich da, wo der Gebirgsdruck eine Streckung des Gesteins zur Folge hatte. Biegungen, treppenförmige Knickungen und Zerreissungen führen Biotite und Muscovite vor (G. H. Williams meint, dass wo ein so sensitives Mineral, wie Glimmer keine Druckwirkungen zeigt, während benachbarte sprödere Gemengtheile solche aufweisen, derselbe höchst wahrscheinlich erst secundär während des Drucks entwickelt sei). Bei allen diesen Zerbrechungen ist also das Stadium der undulösen Auslöschung schon überschritten. Ausgefüllte Mandeln werden zerspalten und die Bruchstücke gegen einander verschoben. — Dass Erschei-

nungen dieser Art in den Eruptivgesteinen nicht mit den mechanischen Einwirkungen des fluctuirenden Magmas auf ausgeschiedene Individuen verwechselt werden dürfen, versteht sich von selbst. Bei Conglomeraten äussert sich der Druck in einer Zerklüftung, Vorschiebung oder Zerdrückung der Gerölle.

So kann eine mehr oder weniger vollständige Zertrümmerung ursprünglich einheitlicher Krystalle erfolgen, eine Zerdrückung des ganzen Individuums in ein Mosaik von zahlreichen kleinen, sehr verschieden gestellten und verschieden auslöschenden Bruchstückchen. In höheren Stadien der Zermalmung können so an Stelle z. B. von Quarz- und Feldspath-Individuen feinkörnige klastische Aggregate treten.

Eine eigenthümliche Äusserung der mit Bewegung verbundenen Druckwirkung beruht darin, dass Gemengtheile im Inneren nur von Sprüngen durchzogen werden, dagegen an ihrem Rande, aber auch blos hier, von einer Trümmerzone umgeben erscheinen; so sind z. B. Quarze blos an ihren Peripherieen oder auch hier nur stellenweise von einer Unzahl kleiner eckiger verschieden orientirter Quarzsplitterchen umgeben; bisweilen ziehen auch solche »Trümmerzonen« oder »Schuttzonen« längs der den Quarz durchsetzenden Risse einher. Ähnliches wiederholt sich bei Feldspathen, die im Allgemeinen noch mehr von solchen Gruskränzen umgeben zu sein pflegen, als der Quarz, welcher eher ganz und gar in zackig begrenzte Bruchstücke zerfällt. Das Zustandekommen dieser »randlichen Kataklase« scheint eine nicht zu intensive Kraft und das Aneinanderreiben von Krystall-Individuen vorauszusetzen, deren gegenseitige Adhaesion schwächer ist, als ihre eigene innere Cohaesion. Wenn die randliche Kataklase um die Gemengtheile der gleichmässig gröber-körnigen Gesteine viel verbreiteter ist, als um die Ausscheidungen in Porphyren, so rührt dies wohl davon her, dass die ersteren von mehr oder weniger verschiedenen Körnern, die letzteren von einer mehr homogenen Grundmasse umgeben werden. So können »Augen« entstehen, die theilweise von ihrem eigenen Detritus umgeben sind, und wo grössere Individuen derart in einer ganz feinkörnigen, eigentlich als klastisches Zerreibungsmaterial zu deutenden Umgebung liegend erscheinen, hat man von einer »mechanischen Porphyrstructur« geredet.

Zuerst hat wohl Törnebohm auf solche Erscheinungen aufmerksam gemacht, als er in schwedischen Graniten die sog. »Murbruksstructur« beschrieb, welche sich darin äussert, dass die grösseren Quarze und Feldspathe sich nicht unmittelbar berühren, sondern zunächst umgeben sind von einem feinkörnigen, einem Mörtel (Murbruk) vergleichbaren Aggregat von bruchstückähnlichen Partikelchen von Quarz und Feldspath. Törnebohm hebt auch schon hervor, dass der Glimmer in solchen Gesteinen mit Mörtelstructur als unregelmässige Anhäufungen von fragmentarisch aussehenden Blättchen vorhanden, der Quarz oft polysynthetisch (»gryuig«), und diese Structur eigentlich für nebenbei flaserige Granite charakteristisch sei (Stockh. geol. Fören. Förh. V. 1881. 244). Th. Kjerulf schlug vor, diese auf mechanischem Wege nach der Consolidation des Gesteins zu Stande gekommenen Erscheinungen der Zertrümmerung die Kataklasstructur zu

39*

nennen (Nyt Magaz. f. naturvidenskab. XXIX. 1885. 288). Lapworth propouirte für damit versehene, gewissermassen innerlich zermahlene Gesteine des nw. Schottlands den Namen Mylonit (British association Report for 1885; 1886. 1025; vgl. auch Heim, Mechanism. d. Gebirgsbild. II. 12).

Bei dieser Kataklasstructur, bei welcher auch wohl neben der inneren Zertrümmerung die Wirkung einer gleitenden Bewegung der einzelnen Bruchstückchen an einander vorbei ersichtlich wird, kann es geschehen, dass durch die parallele Lagerung länglicher oder die kettenähnliche Reihung rundlicher Mineralfragmente ein Anblick erzeugt wird, der mit derjenigen der echten Fluctuationsstructur bei Eruptivgesteinen eine gewisse Ähnlichkeit hat, so tiefgreifend auch natürlich hier die Gegensätze des Zustandekommens sind. Ja es kann, wie behauptet wird, die sich nicht auf den Rand beschränkende Kataklase so weit gehen, dass anstatt aller vormaliger grösserer Individuen nur deren feinerer Schutt vorliegt und unter gänzlicher Verwischung der ursprünglich grobkörnig-krystallinischen Structur, unter Aufhebung aller anfänglich bestehender Gegensätze zwischen Automorphie und Xenomorphie der Gemengtheile das Gestein das Ansehen eines ganz feinkörnigen gewinnt, also das Extrem der Mylonitstructur erreicht wird.

Auch hier muss wieder die nicht aus dem Auge zu lassende Möglichkeit hervorgehoben werden, dass durch das Aufpressen eines mit verfestigten Krystallen erfüllten Eruptivmagmas innerhalb desselben an diesen soliden Partikeln Zerbrechungen und Zerreibungen vor sich gehen; Brögger erwähnt z. B. von südnorwegischen Elaeolithsyenitgängen solche Fälle einer »Protoklasstructur«, wo die Mineralkörner sich förmlich mörtelähnlich gegenseitig zertrümmert und zermahlen haben und grössere Partieen von Feldspath und Elaeolith in dem Magma eine derartige Abrundung erlitten, dass eine typische »primäre Augenstructur« entstand.

Bei den Pressionsvorgängen kann sich an dazu geeigneten Gemengtheilen auch eine secundäre Zwillingsbildung entwickeln, welche ebenfalls, wie die undulöse Auslöschung auf einer Umlagerung der Krystallmoleküle beruht, und wie bekannt vielfach künstlich durch Druck nachgeahmt werden kann, indem die Gleitflächen als Zwillingsebenen figuriren. Es zeigt sich nämlich bisweilen, z. B. bei triklinen Feldspathen ein deutliches Gebundensein der Zwillingslamellirung in ihrem Auftreten, ihrem Verlauf und ihrer Ausdehnung an Bruchspalten im Krystall, wobei das abrupte Absetzen der Lamellen an den Rissen nicht als Verwerfung gedeutet werden kann (vgl. darüber wohl zuerst van Werveke im N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 98). Über die Auffassung, dass die Mikroklingitterung ebenfalls ein Druckphaenomen sei, vgl. S. 212; am ehesten könnte man noch diejenigen Mikroklinbildungen als erst nachträglich unter dem Einfluss des Drucks entstanden ansehen, welche sich von den typischen ursprünglichen durch ihre weniger distincte Begrenzung und Auslöschung, sowie durch ihr allmähliches Verschwinden im Inneren des Orthoklases unterscheiden. Zwillingsbildung durch Druck kann auch beim Augit vorkommen, ferner ist die Verzwillingung der

Calcitkörner in Marmoren nach $-\frac{1}{2}R\{01\bar{1}2\}$, welche Zwillingsebene die Bedeutung einer Gleitfläche besitzt, mit dem Gebirgsdruck in Verbindung gebracht worden, sowie das Sichtbarwerden von Gleitflächen an Glimmern, die orthopinakoidale Ablösung bei Diallagen, die eigenthümliche Striemigkeit von Quarzen (s. S. 196).

Die Beobachtungen über eine thatsächlich durch Druck erzeugte secundäre Zwillingsbildung scheinen einige Geologen fast geneigt gemacht zu haben, eine ursprüngliche Verzwillingung der Plagioklase kaum mehr anerkennen zu wollen. Sofern es nothwendig sein sollte, mag darauf hingewiesen werden, dass die Ursprünglichkeit der auf Klüften aufgewachsenen Albitzwillinge ausser Frage steht, dass die prachtvollen polysynthetischen Zwillinge in den künstlich aus Schmelzflüssen hergestellten Erstarrungsproducten von Fouqué und Michel Lévy ohne Anwendung von Druck entstanden sind und dass bei den Plagioklasen in den Vesuv- und Aetnalaven die Zwillingslamellirung schwerlich durch den Druck bei der Contraction zu Stande gekommen ist. Es ist in der That verwunderlich, dass es gewissen Vorstellungen gegenüber noch solcher nahe liegender Beispiele bedarf, um die Möglichkeit einer primären Zwillingsbildung zu retten.

Von Manchen wird auch zur Druckwirkung gerechnet die Entstehung von Flüssigkeitseinschlüssen, welche als secundär gelten, indem ihre Züge in bestimmtem Verlauf durch mehrere Gemengtheile anhaltend und ungestört hindurchgehen; vgl. darüber S. 180. Sollas beobachtete in einem Glimmerschiefer von Glendalough, wie durch Druck erzeugte Spalten, welche durch einen Granat hindurchgehen, sich beiderseitig in dem umgebenden Quarz als Züge von Gasporen fortsetzen. — Weiterhin wird namentlich von Judd die Ansicht vertreten, dass gewisse fremde Einschlüsse in Mineralien als Infiltrationen in Hohlräume aufzufassen seien, welche letztere dadurch entstanden, dass unter grossem Druck wirkende Lösungsagentien längs den »Ebenen chemischer Schwäche« in den Krystallen negative Krystallformen gewissermassen herausgeätzt haben. Auch von dieser Ansicht ist schon ausführlich S. 164 die Rede gewesen; für diese Vorgänge könnte wohl mehr nur ein statischer als ein mit Bewegungen verbundener Druck verantwortlich gemacht werden.

Abgesehen von den Zertrümmerungen der Gesteinsbestandtheile, welche nur deren Zusammenhang aufheben, bewirkt der Gebirgsdruck aber an ihnen auch eigentliche Deformationen, Gestaltsveränderungen, welche hauptsächlich als Streckung bezeichnet werden, unter Wahrung der Consistenz. Am frühesten ist dies wohl an den einseitig in die Länge ausgezogenen, plattgedrückten und gequetschten Formen der Fossilien in transversal geschieferten Sedimentärschichten sehr handgreiflich vor Augen getreten (vgl. S. 526). A. Geikie berichtet von den conglomeratischen Sandsteinen der schottischen Hochlande, dass die harten Quarzgerölle zu ihrer zwei- bis viermaligen Länge ausgezogen oder wie Goldstücke flach geworden sind. Ein besonderer Beweis für die innerlichen Bewegungen selbst in diesem harten Quarzit zeigt sich in der Deformation der Wurmlöcher, indem dieselben, mit betroffen, ihre senkrechte Stellung in eine geneigte verändern und allmählich immer flacher und mehr ausgezogen werden,

bis sie endlich, bevor ihre Nachweisbarkeit aufhört, nur als lange Bänder auf der Oberfläche des Gesteins erscheinen, welches dabei schieferige Structur angenommen hat. Ganz übereinstimmende Beobachtungen hat Hans Reusch an norwegischen Conglomeraten gemacht; die Gerölle wurden flach gedrückt, wobei man nicht einwenden kann, dass sie ursprünglich schon diese Gestalt besessen hätten; auch haben sie sehr häufig zugeschärfte Ränder erhalten, so dass ihr Verticalschnitt Contouren wie lanzettförmige Blätter zeigt. Bisweilen sind die Gerölle gleichzeitig noch nach einer bestimmten Richtung ausgezogen. Bei einem Conglomerat auf Bommelö fand Reusch die Streckungsrichtung zusammenfallend mit der bandförmigen Anordnung des Glimmers in einem benachbarten Gneiss, was als Argument dafür gilt, dass auch die letztere auf Streckung beruht. Die im Schiefer liegenden Becherkorallen haben ihre Kegelgestalt zu der eines flachen Kuchens verändert und zwar anscheinend bruchlos. — Vgl. noch über die »plastische Umformung der Gerölle an ihren Berührungsstellen«, Rothpletz, Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 367; Pohlig über das Valersine-Conglomerat ebendas. XLIV. 1892. 43.

Derartige Deformationen wie an Geröllen und Fossilresten erfolgen nun auch bei Mineral-Individuen in krystallinischen Gesteinen. Von vorn herein ist zu erwarten, dass sich dann der Gebirgsdruck anders in porphyrischen oder porphyrartigen Gesteinen äussern wird, als in gleichmässig-körnigen, anders da, wo das Gestein eine Streckung erleidet, als wo dasselbe eine Zusammenstauchung erfährt. In porphyrischen Gesteinen scheinen im Ganzen die Ausscheidungen von Quarz eher zur Deformirung zu neigen, als die Feldspathe; man beobachtet wenigstens hin und wieder, dass erstere schon linsenförmig in einer Richtung ausgestreckte Formen haben, wenn die Feldspathe noch ihre ursprünglichen Umrisse und noch keine ausgesprochene Längserstreckung aufweisen. Durch Streckung der Feldspathe kann aus Flaserstructur feine Lagenstructur hervorgehen (vgl. S. 619).

Durch stärkere mit dem Druck verbundene Bewegungsvorgänge können auch die um grössere Individuen z. B. von Quarz und Feldspath gebildeten randlichen Trümmerzonen eine Deformation und Streckung erfahren, wodurch dann eine Art von Flaserstructur erzeugt wird, indem die Trümmerzonen den Anblick einer zwischen dicht gedrängt liegenden grösseren Körnern in gewundenem Verlauf sich hindurchziehenden feinkörnigen Mineralmasse darbieten. Die grösseren Individuen bleiben dann als sog. Augen zurück. Beim Eintreten einer solchen Erscheinung weisen natürlich die noch mehr oder weniger in ihrem Zusammenhang erhaltenen Mineralien sonstige hochgradige mechanische Beeinflussungen auf. Die Zerbrechungen der Quarzkörner können soweit gehen, dass nur ein in der Streckungsrichtung lang ausgedehntes Haufwerk von eckigen Bruchstücken, vielleicht untermengt mit Neubildungsproducten sich an der Stelle eines ehemaligen einheitlichen Quarzkorns befindet. — In den Menominee-Grünsteinen (Michigan) wird eine Art von Flaserung dadurch hervorgebracht, dass die rhomboidalen Absonderungsformen, welche durch den Durchschnitt zweier Ab-

sonderungsklüfte entstanden, durch intensiven Druck nach einer Richtung zu spitzwinkeligen linsenähnlichen Gestalten ausgezogen erscheinen, wobei diese comprimirten Gesteinsformen meist nach der längeren Diagonale spalten (G. H. Williams, Bull. U. S. geol. survey No. 62. 1890. 202). Vom Carp River in Michigan wird erwähnt, dass rundlich-sphaeroidische Absonderungsformen des Grünsteins durch Tension zu langen und platten Linsen ausgezogen sind (ebendas. 177).

Die mechanisch beeinflussten Gesteine weisen kaum je völlig genau denselben Mineralgehalt auf wie die von dieser Wirkung unberührt gebliebenen. Die durch die innerliche Zermalmung in grösster Unzahl erzeugten feinen Spältchen dienen als Absatzstätten von nassen Infiltrationen für Substanzen, welche durch die Sickerwasser zugeführt werden, oder als Lösungen aus dem Gestein selbst stammen. Hand in Hand mit der mechanischen Destruction der Gesteine gehen aber in vielen Fällen auch chemische Processe, welche sich in Umlagerungen der Stoffe und Neubildungen aussprechen, wobei die neu entstandenen Mineralien sich vielfach augenscheinlich gemäss der mechanischen Bewegung gruppirt haben, so dass also die Ausdehnung ihrer Aggregate abhängig erscheint von den Druckdirectionen, wie sie sich in der Zertrümmerung und Ausreckung der Gemengtheile kundgeben. Diese Neubildungen stellen sich theils als beginnende oder vollendete Pseudomorphosen nach den früheren Gemengtheilen dar, theils haben sie sich auf Rissen und Sprüngen im Gestein in ebenfalls üblicher Weise abgesetzt, theils aber scheinen sie auch besondere neue Orte in den mechanisch beeinflussten Gesteinen einzunehmen.

Die secretionären Absätze in den mikroskopischen Bruchspältchen, welche als vielverzweigtes Netz von Äderchen die innerliche Breccienbildung wieder verkitten und ausheilen, bestehen insbesondere aus Quarz. Epidot, faserigen hellen Amphibolen, Sericit, Carbonaten, Albit; auch erscheint wohl Mikroklin in solcher Vertheilung, dass er als lückenschliessender Spaltenabsatz gelten muss. Bei dieser Gelegenheit geschieht es nicht selten, dass die richtende Kraft des durchspalteten Minerals sich auf die Adersubstanz, wenn diese derselben Natur ist, äussert: Quarzäderchen sind da, wo sie durch begrenzenden, zerbrochenen Quarz ziehen, gleich orientirt mit diesem, secundäre Feldspathäderchen ebenso innerhalb alten Feldspaths, oft noch über die Grenzen des letzteren hinaus; secretionärer Mikroklin ist gleich orientirt angewachsen an Wandungen von Orthoklas. Auch kommen Ausheilungen der Spältchen durch mikropegmatitähnliche Aggregate vor, welche genetisch von dem echten Mikropegmatit als ursprünglichem Bestandtheil der Gesteine verschieden sind.

Was nun die hauptsächlichen Umwandlungen und Neubildungen betrifft, denen man in den durch Druckwirkung mechanisch veränderten Gesteinen begegnet, so sind dieselben im Folgenden zusammengestellt, geordnet nach den erkennbaren Ursprungsmineralien; wie weit ihre Entstehung hier in erster Linie oder allein auf den Druck zurückgeführt werden muss, ist vielfach

noch eine strittige Frage: die meisten der folgenden Erscheinungen werden von dem Einen als ganz specifische Wirkungen des Pressionsmetamorphismus, von dem Anderen als Resultate der gewöhnlichen Zersetzung und Verwitterung gedeutet, mit dem Zugeständniss, dass diese letztere durch den Druck angeregt oder befördert worden sei. Die erstere Auffassung schliesst es ein, dass die in Rede stehenden Veränderungen sich in nachweisbar ungestörten Gesteinsmassen nicht in übereinstimmender Weise wiederfinden, dass sie auch blos während des Drucks und unter seinem Einfluss erfolgten und dass mit dem Aufhören des Drucks auch keine Gelegenheit zur Fortsetzung dieser allein durch denselben bedingten Processe mehr existirte.

Die Kalifeldspathe der kieselsäurereichen Gesteine liefern zunächst ausserordentlich oft Anlass zur Neubildung von Sericit; dieser, welcher in dem nicht vom Druck betroffenen Gestein dann zu fehlen pflegt, knüpft sich, wie die meisten Neubildungsproducte zuvörderst an die den Feldspath durchziehenden Zertrümmerungsrisse, schreitet aber auf Kosten des Mutterminerals immer weiter fort; so können aus feldspathreichen sehr sericitreiche Gesteine hervorgehen. G. H. Williams hebt, vielleicht mit Recht, hervor, dass die Sericitbildung mehr mit einer Tension als mit einer Compression verknüpft scheine. — Ausserdem entstehen aus den Feldspathen, namentlich aus den kalkhaltigen basischer Gesteine Epidot oder Zoisit, welche die sog. Saussuritisirung derselben bedingen (doch ist kein Zweifel, dass dieselbe auch ohne mechanischen Druck erfolgen kann); die Saussuritbildung geht gewöhnlich von der Peripherie des Feldspaths einwärts, man findet aber auch innerlich ganz saussuritisirte Feldspathe mit völlig klarer Peripherie, und in diesem Falle hat man daran gedacht, dass es sich um äusserlich neu angeschossene Feldspathsubstanz handle. Auffallend ist die auch von G. H. Williams wahrgenommene Thatsache, dass oft in augenscheinlich hochgradig gepressten und druckschieferig gewordenen Gesteinen die zerbrochenen Feldspathe völlig frisch geblieben sind. — Bei der Umwandlung der Grundmasse porphyrischer oder porphyrartiger Diabasgesteine verlieren die Feldspathe wohl die scharfen geradlinigen Contouren, die Grundmasse »frisst sich« randlich in sie hinein und dies kann so erfolgen, dass die anscheinend theilweise resorbirten Feldspathe nur als unregelmässig gestaltete fetzenartige und fleckenähnliche Reste übrig bleiben.

Unter den neugebildeten Feldspathen scheint der Albit vorzuwalten, sowohl als makroskopischer Absatz auf Klüften, wie als mikroskopische Trümersecretion. Lehmann bringt gerade besonders seine Entstehung mit mechanischen Kräften in Verbindung, indem nach seinen Schilderungen eine Aussonderung des Albits »an den durch Druck alterirten Stellen« aus einem ursprünglich einheitlichen, zugleich K und Na haltenden Feldspath stattfinde (vgl. dar. auch Benno Kühn, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 1891. 340).

Besonders charakteristisch sind aber für die hier in Rede stehenden alterirten Gesteine eigenthümliche, wasserhelle, zwischen gekreuzten Nicols mosaikähnlich polarisirende Aggregate von häufig recht feinem Korn, welche ohne

Zweifel Neubildungsproducte darstellen und in erster Linie auf den Feldspath zurückzuführen sein dürften; sie bestehen zum grössten Theil aus frischem Feldspath mit mehr oder weniger Quarz, können aber noch mit ebenfalls secundärem Calcit, Epidot, Zoisit, Strahlstein durchwachsen sein. Der Feldspath ist, wie es scheint, zur Hauptsache Albit, wobei die nur aus einem Individuum bestehenden Körnchen stark vorwalten, die einfachen (den Karlsbader Orthoklaszwillingen auf den ersten Blick ähnlichen) Albitzwillinge relativ häufig, polysynthetisch gestreifte relativ selten sind. Auf dies charakteristische Quarz-Feldspath-Mosaik und die Rolle, die es spielt, zuerst hingewiesen zu haben, ist ein Verdienst Lossen's. Der Kalk der primären Kalk-Natron-Plagioklase hat dabei eine andere Verwendung gefunden, bisweilen in der Weise, dass die letzteren in Albit und kalkreichere Glieder zerfallen sind.

Der Augit gibt insbesondere Anlass zur Neubildung von Strahlstein, Uralit, Epidot, Chlorit. Sehr bezeichnend ist ein Aggregat von grünem schuppigem Chlorit, durchwachsen von blassgelben scharfen Körnchen und Kryställchen von Epidot. Hornblende in der faserigen Form als Uralit, Strahlstein, Amianth ist oft der einzige Repräsentant des früheren Pyroxens in den schieferig umgewandelten Diabasen, Gabbros u. s. w. und dieselben Mineralien entstehen auch wohl aus der compacten Hornblende der ursprünglichen Diorite. Aus der Hornblende geht ebenfalls reichlich Chlorit hervor. Auch der Diallag wandelt sich in Amphibolmineralien um. In einem Amphibolgestein vom Schwarzenstein bei Zöptau tritt zwischen den höchst deutlich zerrissenen grossen Hornblende-Individuen, welche allem Anschein nach pseudomorph nach Augit sind, hellgrüner neugebildeter Augit auf (Becke u. Schuster, Verh. geol. R.-Anstalt 1887. 117). An Stelle des Biotits tritt Chlorit, Epidot, Muscovit. Von Lehmann wird eine Umsetzung von Granat in Biotit als Pressionswirkung angegeben. Eine Veränderung des Olivins in filzigen hellen Amphibol, sog. Pilit, ist innerhalb der hier in Rede stehenden Gesteine vielfach beobachtet worden. Das Titaneisen wandelt sich zu sog. Leukoxen um, dessen randliche Entstehung namentlich an den einzelnen Partikeln der auseinandergerissenen Erzlamellen gut beobachtet werden kann. — Von den Neubildungen, die von verschiedenen Mineralien deriviren können, ist dann namentlich noch der Quarz zu nennen; die auf den Rissen primärer Quarze abgesetzten secundären körnigen Quarzaggregate dürfen nicht mit kataklastischem Quarz verwechselt werden. — Brauner Glimmer scheint unter den hier entstehenden Producten keine grosse Rolle zu spielen.

Auf Grund solcher Veränderungen kann es daher geschehen, dass ein Gestein einen gänzlich neuen Mineralbestand gewinnt; ein Diabas oder Gabbro kann zu einem Aggregat von Albit, kalkreichem Plagioklas, Strahlstein, Chlorit, Epidot, Zoisit, auch Quarz und Calcit, Titanit werden.

Die räumliche Ausdehnung der vorstehend aufgeführten Neubildungen beschränkt sich nicht auf die früher von dem Muttermineral eingenommenen Orte, sondern sie wuchern über dessen primäre Formen hinaus, wobei ein allmähliches Verschwinden der scharfen krystallographischen Contouren, eine

Abrundung der Ecken und Kanten, eine Ausbauchung der ebenen Flächen stattfindet; ferner wandern die secundären Producte in Spalten benachbarter Gemengtheile ein, oder ersetzen dieselben theilweise, wie es z. B. mit der aus Augit hervorgehenden strahlstein- oder amianthähnlichen Hornblende, auch mit Sericit, Epidot, Calcit, Quarz der Fall ist. Sehr oft ist eine solche Ansiedelung von nachbarlich secundär gebildeten Substanzen in Mineralgemengtheilen, z. B. von Strahlsteinnädelchen im Feldspath zu gewahren (vgl. S. 321), wobei die Nädelchen vielfach die Tendenz haben, sich rechtwinkelig auf die Feldspathränder zu stellen. Sie können in die sich entgegenstellenden Feldspathe auch in solchen — angeblich mit der Druckwirkung zusammenhängenden — Richtungen eindringen, welche nicht zu den Structurlinien des Feldspaths gehören, und wenn beides zusammentrifft, so wird der Feldspath bald in hohem Grade entstellt.

Um die Ausscheidungen in einem Porphyrgestein oder wo sonst ein noch theilweise erhaltener grösserer Gemengtheil einen Gegensatz zu seiner Umgebung bildet, können diese grösseren Individuen der letzteren gegenüber gewissermassen Widerlager bilden, um welche die übrige Gesteinsmasse beim Druck ausbiegt; da sie im festen Zustande ist, kann sie sich nicht unmittelbar hinter den Ausscheidungen wieder zusammenschliessen und es entstehen so an den Enden derselben eigenthümliche kleine Hohlräume (»todte Räume«), welche später mit Neubildungen, z. B. von Sericit, Quarz, Feldspath, Epidot, Chlorit, Strahlstein, Carbonaten, Eisenoxyd ausgefüllt werden. Es sind dies ursprünglich dreiseitige, flach conische Räume, deren Basis an der grösseren Ausscheidung liegt, mit oft weit ausgezogener Spitze; in den Dünnschliffen erscheinen dieselben mit ihren Ausfüllungsproducten als dreiseitige schwanzartige Anhängsel. Indem die Spitzen solcher Figuren fast ineinanderfliessen, entsteht eine Art Verbindung zwischen zwei benachbarten grösseren Gemengtheilen durch körnige, lamellare oder faserige Neubildungsproducte.

Dass durch blosse Druckwirkung, durch die Streckung und Zertrümmerung der primären Gemengtheile die Structur der betroffenen Gesteine — auch ohne die Entwickelung erheblicher Mengen von Neubildungsproducten — bedeutende Unterschiede gegen diejenige der normal gebliebenen aufweist, ist oben erörtert worden. Diese Structurveränderungen werden aber dann, wenn nebenbei die Entstehung von solchen secundären Mineralien hinzutritt, potenzirt, indem diese letzteren durch die Form und Lagerung ihrer Individuen oder Aggregate dazu beitragen, dieselben zu verdeutlichen; vor allem werden so eine schieferige, flaserige und Lagenstructur dem mechanisch beeinflussten Gestein aufgedrückt.

Auf den Einfluss der Streckung pflegt nicht nur die Auseinanderziehung zerdrückter primärer Gemengtheile zu linsenförmigen (oft mit secundären Producten reichlich erfüllten) Aggregaten, sondern auch die eigenthümliche flaserige Ausdehnung der Neubildungsproducte in den mechanisch veränderten Gesteinen bezogen zu werden. Vielfach gewahrt man secundäre Aggregate von Sericit, Muscovit, Epidot, Zoisit, Quarz, welche vom Feldspath derivirend, stellenweise noch die Feldspathform besitzen und daneben solche derselben Art, welche zu

linsenförmigen Gestalten ausgezogen sind; weiterhin oft ein Zusammenfliessen der Umwandlungsproducte, z. B. des Sericits aus Feldspath, der Strahlsteinhüllen um Augitkerne zu langen Strähnen, welche einen schieferigen Habitus bedingen. Das oben erwähnte, so weit verbreitete Quarz-Feldspath-Mosaik, welches sich in dem normalen Gestein nicht findet. zieht als lange schmale Bänder durch das veränderte und scheint vielfach besonders an Quetschzonen oder Ruscheln geknüpft zu sein. Secundäre Biotit- oder Titanitanhäufungen werden streifenförmig verlängert. Die Umbiegungen, welche die terminirenden Fasern secundärer Hornblende manchmal zeigen, werden ebenfalls vielfach mit dem Gebirgsdruck in Verbindung gebracht. Bei den sich umwandelnden Grünsteinen wird die Schieferigkeit in erster Linie durch die parallele Gruppirung der secundären Chloritaggregate hervorgebracht. G. H. Williams beschreibt als Beispiel, wie die Orientirung eines secundären Minerals von der Streckung beherrscht wird, die an den Grünsteinen der Menominee- und Marquette-Region häufige Erscheinung, dass Feldspathe zerbrochen, die Stücke weit auseinander gezogen, die Lücken mit Chlorit gefüllt sind, dessen Schuppen sowohl in den Längs- als in den Querrissen alle untereinander parallel und auch parallel mit der Zugrichtung stehen; dadurch wird eine deutliche Schieferung vermittelt; auch benachbarte Häufchen zerbrochener Körner von Titaneisen sind nach derselben Richtung in die Länge gezogen.

Durch die Streckung wandelt sich die Flaserstructur in dünne Lagenstructur um; dies vollzieht sich sowohl an den einzelnen noch erhaltenen Gemengtheilen, z. B. Feldspath, Quarz, als auch an den Aggregaten secundär gebildeter Mineralien, wie denn z. B. die aus Augit pseudomorph hervorgegangenen rundlichen Chloritknöllchen zu langen dunkelgrünen Flatschen ausgezogen, die aus Feldspath entstandenen sericitisch-glimmerigen Aggregate zu lichtgelblichgrünen Flecken plattgedrückt werden.

So kann als offenbar secundärer unter Druckwirkung erzeugter Vorgang die Herausbildung einer körnig-streifigen oder flaserigen oder schieferigen Structur unter Verwischung der primären entstehen, wobei diese neue Structur namentlich durch die Gruppirung der Neubildungen hervorgerufen wird. Herrscht Epidot unter den letzteren, so entsteht mit besonderer Vorliebe die körnig-streifige Structur. Bisweilen mag dieser Structur-Umformung eine streifenweise Ausbreitung zertrümmerten primären Mineralmaterials vorhergegangen sein, welches dann umgewandelt wurde, wie es z. B. für Sericitflasern gelten dürfte, welche aus solchen Feldspathfragmenten entstanden. In den Porphyren scheint manchmal die Menge der Sericitbildung in directem Verhältniss zur Streckung zu stehen, und geht bis zur fast vollkommenen Ersetzung der Grundmassefeldspathe durch Sericit und Quarz. Flaserung wird bisweilen auch dadurch hervorgebracht, dass die Faserenden schilfiger Uralitbüschel alle in dieselbe Richtung einbiegen, wenn auch die Hauptmassen der Büschel unter einander verschieden gelagert sind.

Auf diese Weise ist es möglich, dass gewisse Eruptivgesteine völlig den äusseren Habitus eines krystallinischen Schiefers annehmen und auch u. d. M.

denselben Mineralgehalt aufweisen. Dennoch wird die Aufklärung darüber, dass hier nicht ein wirklicher krystallinischer Schiefer, sondern ein durch Druck umgewandeltes Massengestein vorliegt, in den meisten Fällen durch das Dasein von ziemlich normalen Gliedern mit erkennbarer Kataklasstructur vermittelt werden. Wichtig sind die Stellen, wo die Ausbildung von Druck- und Gleitflächen sich zur Herausbildung von sog. Ruscheln oder Quetschzonen, d. h. Zermalmungszonen steigert, längs deren zwei grössere, durch den Faltungsdruck auseinandergebrochene Massen des Eruptivgesteins bei fortdauerndem Druck übereinandergeschoben worden sind. Treten solche Ruscheln mitten im massigen Gestein z. B. im Diabas auf, so »decken sie wohl am lehrreichsten den Zusammenhang auf, der die unter Annahme von Druckschieferung bis zur Unkenntlichkeit umgebildeten Diabase mit dem Normalgestein verbindet« (Lossen). Dass die Schieferung der Grünsteine durch Druckwirkungen hervorgebracht wurde, wird manchmal daran sicher erkannt, dass sie parallel geht der secundären Transversalschieferung benachbarter Thonschiefergebiete.

Nach dem Vorstehenden, kann ein Gestein, welches nach seiner Verfestigung mechanischer Bearbeitung anheimfiel, bestehen: 1) ganz aus ursprünglichen, vor der Deformation gebildeten Mineralien und deren Detritus; oder 2) ganz aus Mineralien, die während oder nach der Deformation gebildet sind; oder 3) theils aus ursprünglichen Mineralien und deren Detritus, theils aus den nach 2) secundären Mineralien.

Innerhalb der Umwandlungsvorgänge sind theoretisch und praktisch mehrere Stadien zu unterscheiden:

1) sowohl die Structur als der ursprüngliche Mineralbestand sind noch theilweise erhalten.
2) blos die Structur ist noch theilweise erhalten, der ursprüngliche Mineralbestand ganz oder fast ganz verschwunden; in diesen beiden Fällen hat also der Druck die Anordnung der Gemengtheile noch nicht vernichtet.
3) von dem ursprünglichen Mineralbestand sind noch Reste erhalten, die Structur ist völlig verschwunden; dies wird nur da vorkommen, wo wenig charakteristische Structuren vorliegen.
4) ursprüngliche Structur und Mineralführung sind beide verschwunden.

Dabei sind für die Erkenunng der Umwandlungen natürlich die verschiedenen Structuren und Mineralien nicht gleichwerthig: die ophitische Structur mit ihren leistenförmigen Feldspathen und intersertalen Augiten, die porphyrische mit ihrem Gegensatz zwischen Ausscheidungen und Grundmasse sind charakteristischer und schwieriger zu obliteriren als die granitische; automorphe Gemengtheile sind charakteristischer als xenomorphe.

Weniger als bei den Eruptivgesteinen hat man bis jetzt die Wirkungen der Gebirgspressung auf die Sedimentmassen im Detail verfolgt. Als Umwandlungsproducte von Thonschiefern und Grauwackenschiefern gelten hier sericitische, phyllitische Schiefer, Glimmerschiefer u. dgl., aber auf diesem Gebiet sind die einzelnen Etappen der Veränderung, die Vorgänge an den einzelnen Mineral-

bestandtheilen nicht in dem Maasse bekannt, wie z. B. da, wo es sich um einen durch Gebirgsdruck umgewandelten Quarzporphyr oder Diabas oder Gabbro handelt. Sandsteine werden unter dem Einfluss desselben zu Quarziten, dichte Kalksteine zu körnigen Marmoren. Bei Systemen von Kohlenflötzen ist beobachtet worden, dass dieselben unter dem Einfluss besonders intensiver Faltenbildung in dem Carbonisirungsprocess weiter als andere vorgeschritten sind.

Da die Producte der Umwandlung bei einem Eruptivgestein und bei einem Sedimentgestein dieselben sein können, ein Gemenge z. B. von Chlorit, Feldspath, Quarz, Sericit mit Erz und Carbonat einerseits aus einem Diabas, andererseits aus einer Grauwacke hervorgehen kann, so ist, sofern nicht in einem dem Pressionsmetamorphismus unterworfenen Gebiet besonders günstige Bedingungen für die Beurtheilung vorliegen, z. B. Zusammenhang mit minder eingreifend bearbeiteten Gliedern, conservirte Erweise für eruptive Lagerungsverhältnisse, in sehr vielen Fällen eine Entscheidung über den ursprünglichen Charakter gar nicht zu wagen. Dazu kommt noch, dass auch Tuffe, sowie Mengungen von eruptivem Tuffmaterial mit normalem Sedimentmaterial das Substrat dargeboten haben können. Bei der Wirkung des Pressionsmetamorphismus können ursprünglich übereinstimmende Gesteine ganz unähnliche und ursprünglich verschiedene Gesteine ununterscheidbare Producte liefern.

Die chemische Zusammensetzung der vom Pressionsmetamorphismus betroffenen Gesteine kann — auch wo es sich nicht blos um rein mechanische Bearbeitung, sondern nebenbei um innerliche Umkrystallisation handelt — innerhalb des von dem normalen Gestein dargebotenen Rahmens verbleiben, in dem letzteren Falle aber natürlich auch erhebliche Abweichungen zeigen.

Neben den durch Zertrümmerungen, Bewegungen der Fragmente, spätere Verfestigung in der neuen Lage, Um- und Neubildungen bewirkten Erscheinungen spricht sich eine weitere Wirkung des Gebirgsschubes aus in den inneren Stauungsfältelungen (couches gauffrées) bei feinschichtigen oder ursprünglich schieferigen Gesteinen. Diese können in die Erscheinung übergehen, welche Heim Ausweichungs-Clivage (Mechanismus II. 53), Bonney strain-slip-cleavage nennt (Quart. journ. pres. address XLII. 1886. 95), und welche gewissermassen eine Anbahnung zu der folgenden Transversalschieferung darstellt, indem die Tendenz der Spaltbarkeit beschränkt ist auf gewisse Flächen und in den Zwischenräumen die primitive Structur noch keine Veränderung erfahren hat; sie dürfte dasjenige sein, was Harker als spurious and incipient cleavage bezeichnet (British assoc. report for 1885. (1886) 836).

Eine weitere Wirkung des Gebirgsdrucks liegt bei den Thonschiefern und Grauwackenschiefern in der Transversalschieferung, secundären Schieferung, Druckschieferung, falschen Schieferung vor, d. h. derjenigen Schieferung, welche nicht mit der ursprünglichen Schichtung zusammenfällt, sondern dieselbe unter einem Winkel schneidet. Von dieser Erscheinung ist ausführlich auf S. 523 ff. die Rede. Sie entstand senkrecht auf die Compression, unabhängig

von der Lage der Schichtung; dabei beobachtet man sehr häufig auf den Schieferungsflächen eine deutliche Linearstreckung, welche die Richtung des Ausweichens der comprimirten schieferig gewordenen Masse anzeigt und meistens wenig von der Fallrichtung der Schieferung abweicht. Von den englischen Geologen wird im Allgemeinen für die transversale Schieferung das Wort cleavage gebraucht. Wie man im Deutschen den Ausdruck Schieferung auf diese secundäre Erscheinung hat beschränken wollen, so ist es auch bei einigen französischen Forschern, z. B. de Margerie Gebrauch, das Wort schistosité blos für diese von der Schichtung unabhängige Schieferung zu verwenden. Diejenigen englischen Geologen, welche den allgemeinen Ausdruck Schieferung durch foliation wiedergeben, pflegen dann als stratification-foliation die primäre, als cleavage-foliation die secundäre transversale zu bezeichnen.

Es ist eine oft gemachte Wahrnehmung, dass in räumlich eng begrenzten Bezirken ursprünglich ohne Zweifel klastisch gewesene Sedimentschichten da, wo ihre Lagerungsverhältnisse in complicirter Weise gestört wurden, sie also besonders intensiven Druckwirkungen durch den Mechanismus der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, auch eine krystallinische Beschaffenheit angenommen haben und dass überhaupt manchmal der krystallinische Habitus der Schiefergesteine in dem Maasse zunimmt, als ihr normales Lagerungsverhältniss gestört ist. Dies war Veranlassung, eben in der gebirgsbildenden Kraft die Ursache dieser metamorphischen Gesteinsumwandlungen zu erblicken und die Erwerbung des krystallinischen Charakters auf energische Faltung, Stauchung und Pressung, sowie auf damit verbundene Gleitungen zurückzuführen (vgl. S. 606).

Derartige Beobachtungen und Angaben haben weiter dazu geleitet, die Ausbildung der archäischen krystallinischen Schiefer überhaupt zurückzuführen auf mechanische gebirgsbildende Processe, und sofern man für die Entwickelung dieser krystallinischen Beschaffenheit sich des (das Wesen des Vorgangs unbestimmt lassenden) Ausdrucks Regionalmetamorphismus bediente, würde nach solchen Ansichten dann Regionalmetamorphismus gleichbedeutend sein mit Staunngs-, Pressions-, Dislocations- oder dynamischem Metamorphismus. Der Name Regionalmetamorphismus stammt von Daubrée (Mém. de l'acad. des sciences, savants étrangers XVII. 1860; auch Bull. soc. géol. (3) XVIII. 1861. 470).

Neben den klastischen Sedimenten, den Thonschiefern, Grauwacken, Sandsteinen, Kalksteinen, welche auf diesem Wege zu Gliedern der krystallinischen Schieferformationen umgewandelt wurden, waren es nach dieser Anschauung auch eingelagerte massige Eruptivgesteine sowie deren eingeschaltete Tuffe, welche, im Verband mit den ersteren der gebirgsbildenden Pressung unterworfen, gleichfalls zu krystallinischen Schiefern umgeformt wurden.

Als thatsächliche Beispiele für die örtliche umgestaltende Einwirkung des Dislocations-Metamorphismus werden u. a. angeführt:

Locale Umwandlung der devonischen Tentaculitenschiefer Ostthüringens in sericitische Schiefer, des Culmschiefers in Phyllit (Liebe).

Umwandlungen normaler unterdevonischer Thonschiefer des Harzes in phyllitische sericitreiche bis gneissartige Gesteine (der eingeschalteten diabasischen Tuff- und Eruptivlager in flaserige bis schieferige amphibolreiche Massen; Lossen). Ähnliche Erscheinungen im Taunus.

Umwandlung der silurischen Sedimente (nebst den eingelagerten Eruptivmassen) der Ardennen (namentlich beobachtbar in dem Profil des Maasthals zwischen Mezières und Givet) in einen Complex von ausgezeichneten Dachschiefern, an grünem sericitartigem Glimmer reichen Schiefern (Zone von Revin), magnetitführenden Phylliten (Zone von Deville), Quarziten, Sericit-, Chlorit- und Hornblendeschiefern, eigenthümlich schieferig-flaserigen groben Porphyroiden. Die Grenze zwischen dem ursprünglichen Eruptivgestein und den Schichtgesteinen ist durch die Neubildung gleicher oder nahezu gleicher mineralischer Elemente, namentlich des Chlorits und Sericits in beiden Gesteinen oft bis zur Unkenntlichkeit verwischt (Gosselet, v. Lasaulx, Renard).

Umwandlung des Obersilurs der Radstädter Tauern in einen Complex von phyllitischen Muscovitschiefern, welche stellenweise noch organische Reste enthalten, und Einlagerungen von Amphibolschiefern, Gneissen und Chloritoidschiefern (v. Foullon u. Vacek).

Die von Hans Reusch beschriebenen Umwandlungen des Silurs auf der Halbinsel Bergen, namentlich in deren südlichem Theile; hier werden zwischen dem Lysefjord und dem Fusefjord fünf verschiedene Schichtencomplexe unterschieden: 1) die südöstliche Zone, bestehend aus quarzführenden Talkglimmerschiefern, sog. Dioritschiefern, mit bald deutlich schieferiger, bald mehr richtungsloser Structur, Hornblende- und Chloritschiefern, Gneissen (sog. Augengneissen), kalkführenden Gneissen und Phylliten. Obschon diese Zone den Charakter echter krystallinischer Schiefer trägt, lagern darin echte Conglomerate und Gesteine, die ehemals letztere Natur besessen haben. Die Fragmente der Conglomerate gehören sehr verschiedenen Gesteinen an, Dioriten, Hornblendeschiefern, Graniten, Gneissen, Epidotgesteinen, Quarziten. Alle diese Trümmer erscheinen nach dem Bericht von Reusch durch starke mechanische Pressung flach gedrückt, wie ausgewalzt, z. Th. zu vollkommen dünnen Lamellen, und indem mit dieser mechanischen Umformung eine reichliche Neubildung von Glimmer Hand in Hand ging, erhielt das Gestein das Aussehen eines Glimmerschiefers, wobei aber immer noch an manchen Stellen die Natur als Conglomerat deutlich hervortritt. 2) die Zone der flaserigen und schieferigen (olivinfreien und olivinreichen) Saussurit-Diallag-Gabbros. 3) Quarzitconglomerat (ebenfalls mit plattgedrückten Geröllen) mit eingelagerten Schichten von Sandstein und Phyllit. 4) Zone der Hornblende- und Dioritschiefer, welche z. Th. mit richtungslos struirten Massengesteinen verbunden sind. 5) Zone der Lysekloster-Schiefer, bestehend aus grünen Hornblende-Chlorit-Glimmerschiefern mit Gneiss, Quarzit und Diorit. Besonders bemerkenswerth ist das Dasein von Trilobiten-, Korallen- und Graptolithenresten des unteren Obersilurs in Glimmerschiefern. Das ganze Gebiet wird aufgefasst als ein mächtiges Schichtengebäude des Silurs, bestehend aus sedimentären

Schiefern nebst Conglomeraten und conform eingelagerten Eruptivzonen, in seinen einzelnen Gliedern durch Gebirgsdruck umgewandelt z. Th. in krystallinische Schiefer.

Umwandlung des gewöhnlichen dichten alpinen Jurakalks in Marmor an Stellen stärkster Biegung und Ausquetschung (am Tödi nach Heim, am Finsteraarhorn nach Baltzer); auch in der Kalkfalte des Piz Alv in Graubünden sind die Liaskalke gänzlich zertrümmert und in röthlichen gelben oder weissen Marmor umgewandelt, die Tausende von Brachiopoden darin ohne Ausnahme zerquetscht und in die Länge gezogen, im Kalk haben sich glänzende Schuppen von Talk entwickelt; Diener, Jahrb. geol. R.-Anst. 1884. 313. — Umwandlung permischer Schichten im untersten Valtellin in den gneissähnlichen sog. Surettagneiss.

Umwandlung jurassischer Thon- und Mergelschiefer in glimmer- und chlorit-, z. Th. auch granat-, cyanit- und staurolithführende Phyllite innerhalb stark zusammengeschobener Mulden der Centralalpen (doch werden diese Verhältnisse auch abweichend gedeutet; vgl. den Abschnitt über jüngere, nicht-archäische krystalline Schiefer).

Was die Erstarrungsgesteine und deren Tuffe anbetrifft, so sind vielfach beobachtet oder angegeben worden:

Umwandlung von Quarzporphyren in schieferig-flaserige, sericitführende Porphyrglieder, in Porphyroide, flaserige Adinolen, sericitschieferähnliche Gesteine; z. B. Ardennen, Lennegebiet Westphalens, Thüringen, Windgälle (wo der Porphyr mit in die grosse Glarner Doppelfalte hineingezogen ist, und zwar so, dass er auf der Innenseite einer liegenden Falte eine starke Pressung durchmachen musste), Montblanc, Wales.

Umwandlung von quarzfreien Porphyren in schalsteinähnliche Schiefer; z. B. Lahngegend.

Umwandlung von Diabas und Gabbro in Flaserdiabas, Flasergabbro, sog. Epidiorit, in schieferige hornblendereiche Gesteine, chloritische Amphibolschiefer, Chloritschiefer, sog. grüne Schiefer; z. B. im Harz nach Lossen; im Taunus nach Milch und Schauf; im niederösterr. Waldviertel; n. von Tetschen a. d. Elbe nach Hibsch; in Graubünden (wo nach Carl Schmidt die grünen Bündner Schiefer z. Th. von Eruptivlagern, Gabbro oder Diabas stammen); im n. w. Schottland, in Irland (nach Hyland) und Schweden; in der Gegend von Baltimore und in dem Menominee- und Marquette-District, südl. vom Lake Superior (letztere beide Localitäten sehr ausführlich durch G. H. Williams beschrieben).

Umwandlung von compactem Granit in Gesteine mit makro- oder mikroskopischer Kataklas- oder Breccienstructur unter gleichzeitiger Entwickelung von flaserigem bis schieferigem Gefüge und Neubildung von Sericit, Chlorit und dergl., wodurch eine Art von Ähnlichkeit mit gewissen krystallinischen Schiefern hervorgerufen wird.

Alle diese Vorgänge und sich daran anreihende finden sich bei der Beschreibung der betreffenden Gesteine specieller erläutert.

Experimentelles über die Bedeutung des Drucks für chemische und physikalische Vorgänge, über die eventuellen Änderungen der chemischen Verwandtschaft bei verschiedenen Druckgraden, liegt bis jetzt nur in spärlichem und für die vorstehenden geologischen Fragen wenig verwerthbarem Maasse vor.

Nach Cailletet hindert hoher Druck die Wirkung von Säuren auf Carbonate und Metalle, wie denn z. B. bei 60—120 Atmosphaeren die Wirkung der Salzsäure und Schwefelsäure auf das Zink aufhöre (Comptes rendus 1869. 395). Auch Pfaff constatirte, dass bei einer Temperatur von 10—15° C. unter einem Druck von 55—60 Atm. Salpetersäure aus Kalkspath keine Kohlensäure mehr austrieb, dass zur Aufhebung der Wasserstoffentwickelung durch Zink und Schwefelsäure bei Temperaturen von 15—20° C. ein Druck von mindestens 80 Atm. erforderlich sei. Auch schloss er aus einigen Versuchen, dass schon bei einem Druck von nur 3 Atm. in gewissen Fällen die Wirkung der Capillarität aufhören kann (N. Jahrb. f. Min. 1871. 834).

Aus den Versuchen von Spring ergibt sich, dass bei ihnen der Verlauf chemischer Reactionen durch hohen Druck auch ohne Temperaturerhöhung beeinflusst wurde. Kupferspäne und grobes Schwefelpulver verbanden sich bei 5000 Atm. Druck zu schwarzem krystallisirtem Kupferglanz, das Kupfer als solches war völlig verschwunden, nur der überschüssige Schwefel fand sich noch körnchenweise vertheilt. Eine grobe Mengung von Quecksilberchlorid und Kupferspänen setzte sich bei 5000 Atm. in Kupferchlorid und metallisches Quecksilber um. Das weisse Gemenge von trockenem Jodkalium und ebensolchem Chlorquecksilber gab bei 2000 Atm. eine rothe Masse aus Jodquecksilber und Chlorkalium, worin jede Spur eines farblosen Salzes fehlte (Bull. acad. r. des sciences de Belgique (2) XLIX. 1880. 323). Unter einem Druck von 5000 Atm. ging bei gewöhnlicher Temperatur monokliner Schwefel in die rhombische Form über (erinnernd an die bekannte Thatsache, dass schon durch den Fingerdruck das rhombische gelbe Quecksilberjodid in das rothe tetragonale übergeht). — Thorpe zeigte 1881, dass, wenn trockene wasserfreie Salze in Pulverform in einem Mörser gerieben werden, gegenseitige Wechselzersetzungen erfolgen können.

Abweichend von Spring erhielt dagegen Jannettaz selbst bei 8000 Atm. Druck aus Schwefel und Metallpulvern (Eisen, Zink, Kupfer, Blei, Wismuth u. s. w.) nur sehr spärliche Mengen von Schwefelmetallen; zog man aus den dann entstandenen Massen durch Schwefelkohlenstoff den noch vorhandenen Schwefel aus, so blieb nur 1—2 Tausendstel Schwefelmetall übrig, dessen Entstehung nicht auf den Druck, sondern auf die durch den Druck hervorgebrachte Temperaturerhöhung zurückzuführen sei (Bull. soc. géol. (3) XII. 1884. 235). Auch Friedel gelang es nicht, das von Spring angeführte Krystallinischwerden stark comprimirter pulveriger Substanzen experimentell zu wiederholen (Bull. soc. chim. de Paris, Bd. 39. 526; Bd. 40. 51. 515. 520; Bd. 41. 114).

Daubrée's berühmte Versuche, bei denen er Wasser unter sehr hoher Temperatur auf die Innenwand verschlossener Glasröhren wirken liess und verschiedene auskrystallisirte Producte erhielt, können an dieser Stelle kaum ver-

werthet werden, da bei ihnen nicht zwischen der Wirkung der hohen Temperatur und derjenigen des Drucks unterschieden werden kann.

Sorby versuchte die Umsetzung des Drucks, resp. der durch den Druck geleisteten Arbeit in chemische Thätigkeit (»direct conversion of mechanic force into chemical action«) durch ein Beispiel zu illustriren. Dass sich die Partikel des kohlensauren Kalks in der Druckrichtung unter Vermittelung von kohlensäurehaltigem Wasser lösen und in der anderen Richtung wieder ansetzen, zeige sich sehr deutlich an einer aus Crinoidengliedern bestehenden dünnen Kalklage, die zwischen stark geschieferter Masse eingelagert, eng gefaltet war und zwar so, dass die Kalksubstanz sich an den Umbiegungsstellen der Falten angehäuft hatte; die einzelnen Crinoidenglieder waren in der Druckrichtung aneinandergepresst und die dadurch entfernte Substanz derselben in der Richtung quer dazu an den Rändern wieder auskrystallisirt.

Über die durch mechanische Arbeit in den Gesteinen entwickelte Wärme hat Daubrée verschiedene Experimente angestellt. Auspressen von Thon unter glatten, cylindrischen und cannelirten Walzen ergab bei der immerhin nur nach Secunden messenden Dauer des Durchgangs eine geringe Erhöhung der Temperatur. In einer den Thon zermalmenden und in Klossform auspressenden Maschine hatten die immer wieder in den Apparat zurückgeworfenen Thonmassen nach zwei Stunden eine Temperaturerhöhung von 21° erlangt. Reibung zweier Marmorplatten während einer Minute, binnen welcher die eine bewegte Platte einen Weg von 155 m zurücklegte, brachte wenigstens eine Wärmezunahme von 4,5° zu Stande (Géologie expérim. 1879. 448). — Weitere Versuche sind von R. Mallet ausgeführt worden; er unterwarf 16 Gesteinsvarietäten als Würfel von ca. 1,5 Zoll Kantenlänge einem Druck, der sie zu Fragmenten zermalmte und bestimmte das Maass des erforderlichen Drucks und der erzeugten Wärme (vgl. Übersetz. von v. Lasaulx, Verh. naturh. Ver. pr. Rh. u. W. 1875. 125). Die durch Zermalmung bewirkte Temperatur betrug in einem Cubikfuss Gestein in Graden Fahrenheit bei:

Oolith von Caen	8,004
Dolomit	26,28
Sandstein von Ayre Hill	47,79
Marmor von Devonshire	114,679
Schiefer von Conway	132,85
Granit von Aberdeen	119,2
Thonsteinporphyr von Scotch Furnace	198,97
Diabas vom Rowley Rag	213,23

Die vorstehend zur Sprache gebrachten Thatsachen und Anschauungen über die vermittels des Gebirgsdrucks erzeugten Veränderungen der Gesteine sind in manchen Zügen, z. B. was die ersten mechanischen Wirkungen der Kataklaserscheinungen an Gesteinspartieen und Gemengtheilen anbetrifft, durchaus selbst-

verständlich und klar. Wie andere Ereignisse zu Stande kommen, scheint nicht in demselben Maasse leicht einzusehen oder abweichend aufgefasst werden zu können.

Wenn wir in den innerlich zertrümmerten und zermalmten Eruptivgesteinen eine reichliche Neuproduction von Sericit, Chlorit, faserig-strahligem Amphibol, Quarzfeldspath-Mosaik, Epidot u. s. w. auftreten sehen, so erhebt sich die Frage, in wie weit für diese Bildungen auch noch der Druck verantwortlich gemacht werden kann oder muss. Es ist wohl zunächst kein Zweifel, dass ein Theil der hier auftretenden Mineralumwandlungen und -Neubildungen überhaupt möglich ist auch ohne Wirkung des Gebirgsdrucks; dazu gehört die Entstehung von Chlorit, Sericit, Quarz, Calcit, deren ausschliessliches Beschränktsein auf mechanisch beeinflusste Gesteine Niemand vertheidigen wird. Dagegen ist man allerdings mehrfach geneigt gewesen, die Production anderer secundärer Mineralien, wie des Saussurits aus Feldspath, des Uralits aus Augiten, des Smaragdits aus Diallagen, des Amphibols aus Olivin stets nur als an Pressionsvorgänge geknüpft und als davon abhängig zu betrachten.

Darf nun z. B. der Gabbro als ein diesen Umwandlungsvorgängen gegenüber besonders sensibles Gestein gelten, so liegt in der Thatsache, dass so oft die echte charakteristische richtungslos-körnige Gabbrostructur verbunden ist mit einem Mineralbestande blos aus den Umwandlungsproducten Saussurit und Smaragdit, ein Hinweis darauf, dass hier wenigstens keineswegs die Entstehung der beiden Mineralien durch den Gebirgsdruck bedingt ist, weil jene Structur in ihrem Detail die Annahme mechanischer Pressung ausschliesst. Auch die Erscheinung, dass sich sehr häufig nur der eine Gemengtheil, entweder blos der Feldspath in Saussurit, oder blos der Diallag in Smaragdit verändert hat, der andere daneben liegende, nach der obigen Auffassung durchaus ebenso gut zu einer auf Druck beruhenden Umwandlung disponirte, ganz normal verblieben ist, bezeugt offenbar, dass es sich hier um den letzteren Vorgang überhaupt wohl nicht handelt. Für die Lizard-Gabbros erklären Bonney und McMahon, dass die Saussuritisirung der Feldspathe »does not seem to be connected with any mode of dynamometamorphism; it may also be observed at Coverack in rock of the most normal character«; sie schreiben den Vorgang blos einem »meteorischen Metamorphismus« zu, da er augenscheinlich von aussen nach innen erfolgt (Q. journ. geol. soc. XLVII. 1891. 485). Auch G. H. Williams hebt für die Grünsteine der Menominee- und Marquette-Region hervor, dass in einer zusammengehörigen Gesteinsmasse so oft gerade der am vollständigsten saussuritisirte Feldspath in den am wenigsten zerdrückten Theilen auftritt, während das am stärksten zertrümmerte gezerrte und geschieferte Gestein seine Feldspathbruchstücke ganz frisch und unverändert erhalten hat (Bull. U. S. geol. survey, Nr. 62. 1890. 215). — Chelius erwähnt für die Diabase des Blattes Darmstadt, dass Zeichen mechanischer Druckwirkung in sehr geringem Maass wahrzunehmen sind und sich doch hier alle die Erscheinungen secundärer Mineralproduction zeigen, wie sie sonst für die dynamometamorph umgewandelten Diabase als charakteristisch gelten: Uralitisirung des Pyroxens, Wucherung von Aktinolith,

Erfüllung des Plagioklases mit demselben, Entstehung von secundärem Epidot, Titanit, Quarz. Für die augitreichen Granite des elsässer Belchens beschreibt Deecke die ausserordentliche Entwickelung des Uralits, weiss aber von kataklastischen Erscheinungen gar nichts zu berichten.

Amphibolisirung des Diallags ist auch in Gesteinsmassen beobachtet worden, welche nachweisbar keinem erheblichen Gebirgsdruck ausgesetzt gewesen sind, z. B. den tertiären Gabbros der Insel Mull. Uralit liegt zufolge G. Rose in einem durch A. v. Humboldt am Abhang des Tungurague 3000 par. Fuss unter dem Gipfel geschlagenen sog. Trachyt (Kosmos IV. 479), wo er auch nicht durch den Gebirgsdruck entstanden sein kann. Epidotbildung wird gleichfalls nicht selten an den Feldspathen ungestörter Pyroxen-Andesite z. B. Südamerikas, Japans beobachtet. Nach Renard (Petrol. oceanic isl. 1889. 20) sind in einer sehr grobkörnigen Doleritlava von S. Jago die Plagioklase theilweise in Saussurit verändert. — Die Skapolithisirung der Plagioklase kann, wie Lacroix sehr richtig (Bull. soc. min. XIV. 1891. 43) bemerkt, nicht mit dem Gebirgsdruck in Verbindung gebracht werden, da sie sich auch in Gesteinen findet, welche keine Spur von mechanischer Deformation zeigen. — Amphibolisirung des Olivins, welche ebenfalls gern speciell mit Druckvorgängen in Zusammenhang gebracht wird, erwähnt E. Weber aus einem structurell normal gebliebenen Diabasgang im Granit (Sect. Radeberg 1890. 29).

Dass andererseits die Mineralneubildung sich nicht nothwendig mit dem Druck einstellen muss, zeigt sich darin, dass es hochgradig mechanisch beeinflusste Gesteine gibt, in denen von einer molekularen Umwandlung nichts zu sehen ist. Um zunächst wieder bei den Gabbros zu bleiben, sei z. B. erwähnt, dass Teall aus dem Lizard Vorkommnisse beschreibt, in denen die Plagioklaslamellen gebogen, die Krystalle zerbrochen, von kataklastischem Feldspathmosaik umgeben — aber die Entwickelung des sonst so verbreiteten Saussurits überhaupt noch gar nicht, oder nur in sehr beschränktem Maasse erfolgt ist (Min. Mag. 1886. 484). Hier bringt er sehr vorsichtig zwar die Fracturerscheinungen, aber nicht direct den jetzigen veränderten Mineralgehalt mit dem Druck in Zusammenhang. — Am Schluss der eingehenden und besonders die Umwandlungen berücksichtigenden Untersuchungen über die Gabbros von Delaware und die damit verbundenen hornblendereichen Schiefer betont Chester, dass die Beziehungen zwischen Druck oder Schieferung und Umwandlungserscheinungen nicht die sind, welche man erwarten sollte. Die Hornblendegesteine, welche die Schieferung ausgezeichnet zeigen, sind gerade diejenigen mit einer primären braunen Hornblende oder mit einer grünen, deren secundäre Natur nicht sicher festzustellen ist. Die sog. Gabbrodiorite, in denen allein die secundäre Natur der Hornblende klar ist, besitzen gerade unwandelbar eine richtungslose Structur, und umgekehrt erweisen viele Dünnschliffe von stark geschieferten Gesteinen hier ihren Hypersthen und Diallag eben vollkommen frisch und die braune Hornblende anscheinend primär. »Solche Erscheinungen erweisen, dass Druck nicht in allen Fällen hinreichend ist, um (paramorphische) Umwandlungserscheinungen hervorzurufen, selbst wenn

dieser Druck stark genug war, um structurelle Veränderungen herbeizuführen; und weiterhin, dass solche molekulare Mineral-Umwandlungen ganz bedeutend entwickelt sein können, wo gar kein Argument für die Mitwirkung gebirgsbildender Kräfte vorliegt« (Bull. U. S. geol. survey Nr. 59. 1890. 43). — In ganz ähnlicher Weise hob G. H. Williams in seinen vortrefflichen Studien über die Gabbros von Baltimore hervor, dass die grössere Zahl der als Umwandlungsproducte aus den normalen Gliedern hervorgehenden Plagioklas-Hornblendegesteine so massiv und so wenig geschiefert ist, wie die Gabbros selber. Die normalen Gabbros zeigen im Allgemeinen keine hervortretenden Druckwirkungen; aber »in those particular specimens in which the bending and breaking of crystals and the disturbance of their optical constants are most prominent — uralitization of the pyroxene has hardly more than commenced«. Man kann daher, wie Chester, so auch Williams nur völlig Recht geben, wenn er daraus den Schluss zieht: »Pressure may and doubtless does in many instances assist in the paramorphism of pyroxene in rocks, but it cannot in all cases be regarded as even a necessary adjunct.«

Wie es scheint, ist die Mitwirkung des Drucks als eines für bedeutsam, ja wohl für unerlässlich gehaltenen Factors bei den Umwandlungen und Neubildungen, welche in stark dislocirten Gebieten hervortreten, oft sehr überschätzt worden und es fragt sich, ob es nicht in vielen Fällen ausreicht, für jene Vorgänge blos die durch den Druck zu Stande gekommene innerliche Kataklasstructur in Anspruch zu nehmen, durch welche im Gegensatz zu dem unbetroffenen Gestein dem Wasser ganz unzählige Angriffspunkte geboten und auch Räume für Neu-Absatz beschafft wurden. In derartigen Fällen würde alsdann nur ein indirecter, kein directer Zusammenhang mit dem Druck anzunehmen sein, und der letztere würde dann auch keine Erhöhung etwa der chemischen Energie des lösenden Wassers bewirkt zu haben brauchen. Die Gebirgspressungen würden das Gestein nur in einer für das Eintreten der allgemeinen Umwandlungsvorgänge möglichst geeigneten Weise präpariren, und dadurch würde sich erklären, dass letztere bisweilen dennoch ausbleiben, während sie sonst natürlich auch da eintreten konnten, wo kein Druck auf sie vorbereitete. So beschreibt auch Lacroix die Veränderungen in französischen Eklogiten (Amphibolisirung des Pyroxens unter gleichzeitiger Bildung von secundärem Feldspath, Umwandlung von Granat in Epidot, von Rutil und Titaneisen) und sagt: »Les actions mécaniques seules, surtout dans une region aussi peu plissée que celle qui nous occupe, sont certainement insuffisantes pour expliquer de semblables modifications minéralogiques. Elles ont dû seulement faciliter dans la roche les circulations d'eau, grâce auxquelles les modifications minéralogiques ont pû se produire« (Bull. soc. des sciences natur. de l'ouest d. l. France, Nantes, I. 1891. 113). Vgl. auch die Bemerkungen von Bonney über die geringe Antheilnahme von Druck als solchem an den Krystallisationsvorgängen, auf denen die Umwandlung beruht (Quart. journ. geol. soc. XLVI. 1890. 223).

Etliche Schwierigkeiten der Erklärung bieten auch wohl die Erscheinungen

der Streckung und des Schieferigwerdens dar, wobei zunächst betreffs der ersteren unterschieden werden möge zwischen der Streckung eines einzelnen primären Mineral-Individuums und der Streckung secundärer Aggregate. Wenn berichtet wird von einer förmlichen scheibenähnlichen Auswalzung der Quarze, von einem linienhaften Ausgezogensein der Quarzdihexaëder in Porphyren, wobei das Mineral nicht etwa in Bruchstücke zertrümmert, oder als ein wiederverkittetes Haufwerk solcher Trümmer vorliegt, sondern in der That seine Consistenz bewahrt hat, so kann man sich einen solchen Vorgang schwerlich ohne Zuhülfenahme einer Plasticität vorstellen (vgl. auch Lacroix über die — angeblich bruchlos — gebogenen und pfropfenzieherartig gewundenen Gangquarze aus dem Dép. de l'Ariège, welche nach ihm während der Flexion und Torsion »ont acquis une certaine plasticité«; Bull. soc. min. XIV. 1891. 16). Mit einer solchen Annahme wird jedoch ein vorläufig noch ganz und gar hypothetischer Boden betreten. Dasselbe bezieht sich auch auf andere gestreckte Mineralkörper. Gerade aber das überaus häufige intensive Zertrümmertsein der Quarze, Feldspathe u. s. w. macht es überhaupt nicht leicht, zu verstehen, wie daneben andere Mineral-Individuen derselben Art so sehr weitgehende Deformationen völlig bruchlos erleiden konnten.

Dass einzelne secundäre Mineral-Individuen, namentlich lamellare, unter dem Einfluss des Zugs oder Drucks in paralleler Gruppirung entstehen und dadurch eine Schieferigkeit eines ursprünglich nicht geschieferten Gesteins zur Heransbildung gelangt, wird nicht bezweifelt werden können.

Was die von den secundären Mineralaggregaten dargebotenen Streckungserscheinungen anbetrifft, wie sie entgegentreten bei dem Quarzfeldspath-Mosaik, bei Sericitflasern, Chloritpartieen, Anhäufungen von Epidotkörnchen, Titanitkörnchen, so ist man vielfach geneigt, nicht nur ihre Natur als Umwandlungsproducte, sondern auch ihre Form und Vertheilung mit dem Druck in Verbindung zu bringen, indem sie speciell unter dem Einfluss des Drucks in dieser Form secundär entstanden seien. Wie nun aber blos die Wirkung des Drucks es veranlassen kann, dass — nicht etwa ein Individuum, sondern — ein Aggregat einzelner selbständiger, und unter einander oft ganz regellos gelagerter oder gar heterogener Individuen während der Entstehung der letzteren als solches eine senkrecht gegen den Druck platte oder langgezogene Gestalt annimmt, dass dabei ein planer und linearer Parallelismus dieser Aggregate durch das Gestein hindurch zur Geltung kommt, dies ist nicht eben leicht zu begreifen, auch wenn Verlauf und Form augenscheinlich mit den übrigen Druckrichtungen zusammenhängen; denn diejenigen Vorstellungen, durch welche man sich das Zustandekommen am Ende erklären könnte, scheinen auf nicht besonders viele Fälle in der Natur anwendbar zu sein. Man könnte sich einmal denken, dass es sich hier handle um ausfüllenden Absatz in conform gestaltete schmale langgestreckte Hohlräume, wie sie in dem mechanisch bearbeiteten Gestein als Fugen geöffnet worden sind; Ansiedlung z. B. von Glimmerlamellen auf solchen Klüftchen ist wohl möglich. Oder man könnte glauben, dass in diesen gestreckten Gestalten der

secundären Aggregate exacte Pseudomorphosen nach vorher vorhanden gewesenen Streckungsformen primärer Mineral-Individuen vorliegen. Mehr Anspruch auf Begründung als die erste hätte wohl die letztere Deutung, doch auch diese scheint im Hinblick auf die Dimensionen und Configurationen nur selten erlaubt und übrigens auch von Denjenigen, welche sich mit dem Studium der betreffenden Erscheinungen beschäftigten, nicht als besonders annehmbar befunden zu werden. Anders und einfacher würde sich die Auffassung gestalten, dass die secundären Mineralaggregate schon vorhanden waren, bevor der Druck begann und sie umgestaltete; sie haben vielleicht dann anfangs beliebige Form besessen und es ist erst durch Druckwirkungen an ihnen, als gewissermassen ganz passiven Körpern, die jetzige Streckung hervorgerufen worden; selbstverständlich hinge dann nur ihre Gestalt, keineswegs auch ihre Natur mit dem Druck zusammen. Eine weitere Möglichkeit wäre diejenige, dass diese Gebilde unter einem anfänglichen Druck in irgend welcher, durch ihren Ursprung bedingter Gestalt entstanden und durch einen später fortgesetzten Druck in ihre jetzige ausgezogene Form gebracht seien.

Weiterhin mögen auch über das Zustandekommen der eigentlichen Schieferung in ihrem Verhältniss zu den Neubildungen einige Bemerkungen folgen. Es ist kein Zweifel, dass die Umbildungen ursprünglicher Gemengtheile, wie sie sonst bei dem Pressionsmetamorphismus bemerkt werden, in sehr durchgreifendem Maasse, ja bis zum völligen Verschwinden derselben erfolgen können, ohne dass sich gleichzeitig Schieferung einzustellen braucht; wie Teall bei der Beschreibung der theilweise zu Hornblendeschiefer umgewandelten Diabasgänge von Scourie und des Gabbro-Areals vom Lizard sehr richtig sagt: »The molecular rearrangement may take place in a massive rock without the development of foliation.« Es ist durchaus nicht zutreffend, wenn behauptet wird, dass der Grad der mineralischen Umwandlung stets proportional sein müsse dem Maass der Schieferung (vgl. S. 627). Andererseits aber steht fest, dass die Entwickelung der Schieferung in der Regel begleitet ist (nicht nur von einem Verlust der primären Structur, sondern auch) von einer Veränderung des ursprünglichen Mineralbestandes, dass durch Druck stark geschieferte Gesteine zumeist auch einen hohen Grad von Umwandlung aufweisen. Doch ist dies nicht immer der Fall (vgl. z. B. das S. 628 von Chester citirte Beispiel). Es kann also Mineralveränderung auch ohne Schieferung erfolgen, während wirkliche Druckschieferung nur selten ohne Mineralveränderung vor sich geht.

Wenn angeführt wird, dass in den gepressten Gesteinen der ursprünglich richtungslos vertheilte Biotit sich parallel stelle, dass die ursprünglich gleichmässig vertheilten Glimmerschüppchen sich unter dem Druck »ansammeln« zu einzelnen Membranen oder Flocken, so ist schwer zu begreifen, wie dies in einem starren Gestein geschehen kann, dessen andere Gemengtheile eben durch ihre Kataklas-Erscheinungen erweisen, dass sie während des Drucks starr geblieben sind.

Eine auffallende Erscheinung besteht ferner darin, dass nach den überein-

stimmenden Berichten so oft innerhalb eines relativ kleinen Gesteinskörpers neben anscheinend hochgradig mechanisch beeinflussten Partieen andere unmittelbar benachbarte und zugehörige vorkommen, welche in Structur und Mineralbestand völlig normal geblieben sind. Teall hebt dies z. B. für die theilweise in Amphibolit veränderten Diabasgänge von Scourie in Westschottland hervor (vgl. Diabas). An dem Rauenthaler Diabas ist nach Milch zu gewahren »wie der bei der Aufthürmung eines Gebirges herrschende Druck auf die einzelnen Theile selbst eines kleinen homogenen Gesteinskörpers, wie es dieser Diabas gewiss war, quantitativ und qualitativ ganz verschieden gewirkt hat«, indem dort in e i n e m Bruch ein relativ noch nicht stark umgewandelter Diabas, ein vorwiegend aus Strahlstein (mit Augitresten) und Quarzfeldspath-Mosaik bestehendes und ein vorwiegend aus Chlorit und Epidot zusammengesetztes Gestein alle drei nebeneinanderliegen (Z. geol. Ges. 1889. 403). Am Abhang des Mynydd y Cilgwyn in Wales »within a space of a f e w yards a series of specimens may be collected, showing at one end an ordinary or only slightly sheared quartz-porphyry with abundant quartz-blebs and at the other a fine greenish sericitic slate or phyllite, wherein the quartz has been almost entirely crushed down« (Arch. Geikie). — Zu Thal bei Eisenach kommt zufolge Futterer neben der intensiv gestreckten Ausbildung der Gangporphyre auch ein ganz normaler »ungestreckter« vor. Bei den »gestreckten« Granitporphyrgängen von Grosssachsen erscheinen nach ihm alle Übergänge von nur ganz wenig gestörten Quarzdihexaëdern bis zu »linienartig« ausgezogenen und scheibenförmig »ausgewalzten« Quarzen. Und während diese letzteren Quarze so enorme Deformationen erlitten haben, weisen die neben ihnen liegenden Feldspathe »meist noch die durch die ursprüngliche Krystallform bedingten Umrisse« auf, wenn sie auch u. d. M. allerhand geringfügige Bruchentscheinungen zeigen. — Man sollte doch hier — wie in den anderen beispielsweise angeführten Fällen — eher vermuthen, es handle sich beim Gebirgsdruck um eine so gewaltige, unwiderstehliche Kraft, dass ein Verschontbleiben gewisser Theile eines und desselben so verschwindend kleinen geologischen Körpers, wie es ein Gang von einigen Metern Mächtigkeit ist, kaum möglich sei; eine Kraft, welcher gegenüber die Krystallumrisse des benachbarten Feldspaths nicht Stand zu halten vermögen, wenn durch sie die Quarzdihexaëder linienartig ausgezogen werden.

Bonney und McMahon befanden in den Lizard-Gabbros die von Anderen als Druckphänomen aufgefasste Parallelstructur auf kurze Strecken derart bizarr in der Richtung wechselnd, dieselbe innerhalb eines Ganges hier vorhanden, dort fehlend, an dem angrenzenden älteren Serpentin in so auffallender Weise gänzlich unausgeprägt, dass sie in dieser Foliation überhaupt keine Druckwirkung anerkennen können (vgl. Gabbro).

Hieran schliesst sich die immerhin eigenthümliche Erscheinung, dass in den richtungslos struirten und mechanischer Einwirkung unterlegenen Gesteinen sich geschieferte Bänder entwickeln, welche compacte und structurell unverändert gebliebene, sphaeroidische oder linsenförmige Kerne flaserig umschmiegen, die

ihrerseits »seem for some unknown reason to have better resisted the metamorphosing influences« (G. H. Williams). Dies ist vor allem wahrzunehmen bei einem Theil der verbreiteten sog. Flasergabbros, u. a. ausgezeichnet in der Menominee- und Marquette-Region (Michigan), wo nach Williams jene Kerne ganz allmählich in die umgebende Schiefermasse übergehen, übrigens in sich dieselben neuproducirten Mineralien Chlorit und Epidot enthalten, wie diese letztere; weshalb denn hier der Gegensatz lediglich auf die Structur beschränkt ist, indem local in den Kornen jene secundäre Mineralbildung wieder vor sich ging ohne gleichzeitige Entwickelung einer Schieferstructur.

Sodann gehört hierher die ebenfalls nicht unmittelbar leicht zu deutende Wahrnehmung, dass die umgestaltende Wirkung des Gebirgsdrucks sich nach zahlreich übereinstimmenden Angaben vielfach blos auf die Salbänder der Gänge beschränkt, in denen allein eine Schieferigkeit zur Entwickelung kommt, während die inneren Theile der Gänge ihre normale Structur durchaus bewahren. Nicht unmöglich ist es übrigens, dass in manchen hierher gezählten Fällen die Schieferigkeit der Salbänder überhaupt nicht auf dem Gebirgsdruck beruht, sondern, wenigstens in der Anlage, eine ursprüngliche Erstarrungsmodification darstellt.

Zum Schluss seien von manchen Beispielen nur zwei erwähnt, wo trotz intensiv gestörter Lagerung von Eruptivgesteinen die sonst auf den Gebirgsdruck geschobenen Neubildungen gänzlich vermisst werden. Die auf 50 km Erstreckung dem Silur eingeschalteten ausgezeichneten und zahlreichen Diabasströme und -Lager des Menez-Hom (Bretagne), von Barrois vortrefflich beschrieben, liegen in so hochgradig gestörtem Gebirge, dass »des divers ridements du sol ont relevé jusqu'à la verticale toutes les couches antérieures au terrain carbonifère supérieure«; dennoch wurde an ihnen gar kein Pressionsmetamorphismus durch Barrois beobachtet: »il importe de noter surtout l'absence dans ce massif des diabases à amphibole fibreuse (épidiorite, protérobase)« (dies ist um so auffallender, als diese Mineralbildung für die cambrischen Eruptionen charakteristisch ist; auch die silurischen Olivindiabase zeigen ungeachtet der Lagerungsstörung den Olivin nie in pilitischen Amphibol, sondern immer nur in Serpentin verändert). Die ebenfalls typischen Labradoritporphyre der Vogesen, Effusivdecken, eingeschaltet in den »zu zahlreichen Falten zusammengedrückten Culmschichten«, haben trotz dieser Störung zufolge den umfänglichen Untersuchungen von Osann nur in einem einzigen Falle Uralit producirt.

Wie sehr die Ansichten über das Erfolgtsein und die metamorphosirende Wirksamkeit des Gebirgsdrucks zur Zeit noch auseinandergehen, zeigt sich z. B. an der Auffassung des Protogins, dessen charakteristische Eigenthümlichkeiten von C. Schmidt als durch mechanischen Gebirgsdruck erzeugt betrachtet werden, während Duparc und Mrazec unmittelbar darauf gerade umgekehrt sagen, dass das Gestein »ne doit pas son individualité au dynamométamorphisme«. Die Erscheinungen im Upsala-Granit, welche als charakteristische Kataklase gelten, werden von Högbom auf fluidale Vorgänge im Magma zurückgeführt. Zu beson-

ders vielen Discussionen haben die schieferigen Gesteine des Lizard-Districts Veranlassung gegeben: von Teall und Anderen wurden sie als Producte mechanischer Pressung hingestellt (Geol. Magaz. 1887. 491), wogegen Somervail die Hornblendeschiefer des Lizard nebst Granit und Gneiss aus Differenzirungen eines gemeinschaftlichen Magmas ableitet (ebendas. 1888. 46. 553 und 1889. 96), und McMahon zuletzt jedes Anzeichen einer mechanischen Deformation an den Hornblendeschiefern geradezu läugnet und die schieferige Beschaffenheit mit gewöhnlichen Umkrystallisationen auf Grund von Wasserdurchdringung in Verbindung bringt (Quart. journ. geol. soc. 1889. 519).

XIII. Eintheilung der Gesteine.

Für die speciellere Behandlung der einzelnen Gesteine ist folgende Gruppirung gewählt worden, welche in erster Linie auf geologischen Rücksichten beruht:

I. Massige eruptive Erstarrungsgesteine.
II. Krystallinische Schiefer.
III. Sedimentgesteine krystallinischer (oder wenigstens nicht klastischer) Beschaffenheit.
IV. Klastische Gesteine.

Hierzu bedarf es nur noch folgender Bemerkungen:

Die in der ersten Auflage befolgte Eintheilung — in A. Ursprüngliche (krystallinische) Gesteine, nämlich I. einfache, II. gemengte und zwar unter letzteren 1) krystallinisch körnige und porphyrische, 2) krystallinisch schieferige und sodann B. Klastische Gesteine — wurde verlassen, weil sie allzusehr lediglich dem mineralogisch-petrographischen Befund Rechnung trägt; auch sind die unter A. aufgeführten nicht allesammt ursprünglich oder krystallinisch, und geologisch gehören manche der Gruppe A I. zu den krystallinischen Schiefern.

Eine besondere Ordnung der Organolithe aufzustellen, wozu alsdann nur Polirschiefer, Kohlen und ein Theil der Kalksteine gehören, würde, dem Schematismus zu Liebe, das Reich der Gesteine in zwei ausserordentlich verschieden grosse Theile zerlegen, indem alles übrige sodann den Anorganolithen zufällt. Die betreffenden Substanzen sind unter III. untergebracht und dort den chemisch verwandten angereiht.

Aus praktischen Gründen sind die Contactproducte im Anhang an diejenigen Eruptivgesteine (I) aufgeführt, durch welche sie hervorgebracht wurden, nicht an diejenigen Materialien (II, III, IV) angereiht, aus denen sie hervorgingen. Dieses Verfahren rechtfertigt sich durch die Erwägungen, dass es nur so möglich ist, eine abgerundete Übersicht über diese wichtige geologische Wirkungsweise eines Eruptivgesteins zu bieten, dass eine Zurückführung der Contactproducte

auf das betreffende normale Substrat nicht immer vorgenommen werden kann, und dass die Verknüpfung derselben mit dem unumgewandelten Material manche Wiederholungen nothwendig gemacht haben würde.

Dagegen sind die mit den massigen Eruptivgesteinen geologisch in Verbindung stehenden Tuffe, Breccien u. dgl. nicht an diese angehängt, sondern in der Abtheilung IV versammelt, um den Zusammenhang der ersteren nicht übermässig zu unterbrechen, denjenigen mit den übrigen Gliedern von IV besser zu wahren und weil auch so manche Wiederholungen erspart werden können.

Specielle Petrographie.

Die massigen Erstarrungsgesteine.

Allgemeines.

Geologische Erscheinungsweise.

Ein sehr altbekannter, schon der Hauptsache nach von Hutton 1795 betonter Gegensatz innerhalb der massigen Erstarrungsgesteine ist der zwischen den plutonischen und vulkanischen.

Die erstoren Massen stiegen auf Spalten aus dem tieferen Erdinneren empor und erfüllten unregelmässig gestaltete grosse Hohlräume und deren spaltähnliche Verzweigungen oder drangen auf den Schichtungsfugen und geotektonischen Absonderungsklüften zwischen die krystallinischen Schiefer und sedimentären Gesteine ein. Das Charakteristische für diese plutonischen Massen ist, dass sie als solche niemals die Erdoberfläche erreichten, demgemäss sich auch mit ihrem Material nicht an dem Aufbau von Vulkanen und Krateren betheiligen, auch kein loses oberflächliches Auswurfsmaterial in der Form von Tuffen liefern. Sie bildeten unterirdische Stöcke, Lakkolithen, intrusive Lager und Lagergänge und Gänge, welche nur durch die denudirende Wegführung der Gesteinsmassen, unter denen sie ursprünglich fest geworden sind, oder durch gebirgsbildende Dislocationen unserer jetzigen Beobachtung zugänglich werden. Die Bildung der so zur Wahrnehmung gebrachten plutonischen Gesteine pflegt daher vielfach einer weit zurückliegenden geologischen Zeit anzugehören. Man hat sie auch die Tiefengesteine (wohl zuerst Reyer, Beiträge zur Fisik der Eruptionen 1877. 140), die intrusiven Gesteine, die abyssischen Erstarrungsgesteine (Brögger) genannt. Darwin hat, wie es scheint, zuerst klar ausgesprochen, dass der Ausdruck plutonisch sich auf die Injection in der Tiefe bezieht (Geolog. observ. on volcanic islands 1844. 129).

Die ebenfalls auf Spalten empordringenden vulkanischen Gesteine gelangten dagegen als solche bis zur Erdoberfläche, wo sie sich theils an der Atmosphaere, theils unter Wasser zu strom- und deckenförmigen Ergüssen aus-

breiteten, indem sie entweder unmittelbar den Spalten oder den auf bestimmten Punkten derselben angesetzten Vulkanen entquollen, an deren Aufbau sich ihr Material mitbetheiligte, zugleich neben den zugehörigen losen Auswurfsmassen, den Tuffen, deren Bildung jene Eruptionen begleitete. Die Möglichkeit einer Verknüpfung mit Tuffen ist für diese Gesteine ebenfalls charakteristisch. Die Form ihres geologischen Auftretens ist unterirdisch die der Gänge — der ausgefüllten Eruptionscanäle —, oberflächlich die der geflossenen Ströme und Decken, der aufgestauten Kuppen. Für sie ist auch der Name Ergussgesteine, Effusivgesteine im Gebrauch. Abgesehen von den recenten vulkanischen Gesteinen sind auch jene von dem relativ jugendlichen Alter der Tertiärperiode recht oft in erkennbarer Weise mit wirklichen Vulkanen verknüpft. Die für Vulkane bezeichnenden Bergformen werden aber durch Degradation der Erdoberfläche unschwer verwischt oder ganz entfernt und so kommt es, dass die Effusivgesteine älterer geologischer Zeitabschnitte nur in äusserst seltenen Fällen noch mit einigermassen nachweisbaren vulkanischen Bergformen verbunden erscheinen. Man hat, den Beginn der Tertiärzeit als Grenze wählend, die tertiären und modernen Effusivgesteine die neovulkanischen, die vortertiären die palaeovulkanischen genannt.

Die Trennung in plutonisch und vulkanisch hat an und für sich nichts mit dem Alter zu thun. Dennoch deckt sie sich thatsächlich in manchen Fällen mit Altersgegensätzen: je älter eine oberflächliche vulkanische Bildung war, desto wahrscheinlicher ist, dass sie inzwischen wieder zerstört wurde; deshalb sind für diese Kategorie in erster Linie die jüngeren Glieder erhalten, die älteren nur dann, wenn über den Oberflächenergüssen sich bald schützendes Sedimentärmaterial reichlich ablagerte. Anders steht es mit den plutonischen Massen: die relativ jugendlichen sind überhaupt noch nicht blossgelegt, hier sind vorwiegend nur die alten, für deren Freiwerdung eben sehr lange Zeit erforderlich war, der Beobachtung zugänglich geworden. Wenn unter übrigens gleichen Umständen um so mehr Zeit zur Entblössung erforderlich war, in je grösserer Tiefe die Bildungsstätte eines plutonischen Gesteins sich befand, so werden im Allgemeinen die besonders tiefen auch die besonders alten sein und umgekehrt.

Doch würde man irren, wenn man annehmen wollte, dass das Material der plutonischen Tiefengesteine und das der oberflächlichen vulkanischen Ergussgesteine seinem eigentlichen Wesen nach verschieden wäre oder dass auch nur vorwiegend in den ersteren relativ ältere, in den letzteren vergleichsweise jüngere Erstarrungsmassen zu erblicken seien. Der Gegensatz besteht hauptsächlich in der (theilweise) abweichenden Natur der Räume, wo die letzte Verfestigung sich vollzogen hat: das plutonische Gestein ist nur unterirdisch in grosser Tiefe, nicht auch oberirdisch erstarrt, das Material des vulkanischen sowohl oberirdisch, als auch in den der Erdoberfläche zunächst gelegenen Ergusscanälen unterirdisch verfestigt. Damit steht es alsdann im Zusammenhang, dass eine aus dem Erdinneren emporgedrängte umfangreichere Masse in grösserer Tiefe wahrscheinlich Gesteine von plutonischem Habitus geliefert haben wird, während sie

zugleich in den der Oberfläche genäherten Spaltenräumen und namentlich bei dem oberflächlichen Erguss selbst den vulkanischen Typus angenommen hat. Die charakteristischen Contraste sind also in erster Linie bathrologischer Natur, Functionen des Erstarrungsniveaus, d. h. Functionen von Druck und Temperatur (vgl. z. B. Hague u. Iddings, Bull. U. S. geological survey No. 17. 1885).

Gänge sind nach dem Vorstehenden eine geologische Lagerungsform, in welcher sowohl Tiefengesteine als Ergussgesteine auftreten; für die ersteren sind es Apophysen grösserer plutonischer Intrusionen, für die letzteren die Zufuhrcanäle zu den Oberflächenausbreitungen. Während aber beiden neben den Gängen auch andere und zwar charakteristischere Lagerungsweisen eigen sind, gibt es eine gewisse Gruppe von Massengesteinen, namentlich die Minetten und Kersantite, »die man bis dahin niemals oder doch nur ganz ausnahmsweise in anderer als in Gangform angetroffen hat. Diese mögen als Ganggesteine schlechthin bezeichnet werden. Wir kennen keine Tuffe derselben; dieser Umstand, sowie gewisse Structureigenthümlichkeiten nähern die Ganggesteine den plutonischen; andererseits finden sich bei denselben gewisse Ausbildungsformen, die wir sonst nur an vulkanischen Gesteinen beobachten. Die Ganggesteine haben somit eine Mittelstellung zwischen den beiden grossen Gruppen der plutonischen und vulkanischen Eruptivgesteine«. Auf Grund dieser Ausführungen ordnet Rosenbusch, welchem die vorstehende Stelle entnommen ist (Mass. Gest. 1887. 6), die Eruptivgesteine in die drei Classen: I. Tiefengesteine; II. Ganggesteine; III. Ergussgesteine.

Die Berechtigung einer Selbständigkeit der »Ganggesteine« verdient um der Wichtigkeit der Sache selbst und um der damit zusammenhängenden Nomenclatur willen, eine genauere Prüfung. Rosenbusch sagt (a. a. O. 277): »In der Gruppe der Ganggesteine sind nur solche Eruptivmassen aufgeführt, welche als selbständige geologische Körper nach dem jetzigen Stande unserer Erfahrungen nur in typischer Gangform auftreten, wenngleich manche derselben auch mehr oder weniger häufig als Facies theils von Tiefengesteinen, theils von Ergussgesteinen vorkommen.« Der letztere Zusatz mit »wenngleich« hebt offenbar das in dem Relativsatz mit »welche« anscheinend als charakteristisch Liegende wieder auf: erscheint die betreffende Eruptivmasse auch als pars ingrediens von Tiefengesteinen und Ergussgesteinen, so liegt sie keineswegs »nur« in typischer Gangform vor. Andererseits müsste aber jeder Gang echten Granits, der nicht mit granitischem Tiefengestein, jeder Quarzporphyr- oder Basaltgang, der nicht mit einer Decke des Gesteins im Zusammenhang erblickt wird, auch zu den Ganggesteinen gerechnet werden. Der Autor hat dies selbst gefühlt und gelangt so dazu, seinen »Ganggesteinen« eine nichts weniger als gerechtfertige Ausdehnung zu geben. »Sämmtliche Typen der granitischen Tiefengesteine dürften auch gangförmig vorkommen . . .; dieselben sind hier nicht berücksichtigt« (279). — »Die Gangform der Diabas-, Gabbro- und Peridotit-Familie stimmt so vollständig entweder mit der plutonischen Form derselben oder mit ihren effusiven Aequivalenten überein, dass

eine Abscheidung nicht thunlich erscheint« (277). Inconsequenter Weise werden dagegen die gangförmigen Vorkommnisse der Dioritfamilie als solche »Ganggesteine« besonders beschrieben. In dem Buche ist also die Zusammenfassung dessen, was unter der Rubrik Ganggesteine aufgeführt wird, keineswegs vollständig und erschöpfend.

Eine genügende Zusammenstellung lässt sich aber auch nicht liefern, weil es eben der Natur nicht entspricht, die »Ganggesteine« als eine coordinirte geologische Erscheinungsform mit den beiden anderen Classen zu parallelisiren. Das Verfahren ist ferner an sich unlogisch, denn eine andere dritte Kategorie als Tiefengesteine oder Ergussgesteine kann es a priori gar nicht geben. Das Gangmaterial ist entweder überhaupt auch an die Oberfläche gekommen und dann gehört es zu den Ergussgesteinen, oder überhaupt nicht und dann gehört es zu den Tiefengesteinen. Das Princip des Unterschiedes zwischen Tiefengesteinen und Ergussgesteinen ist das Niveau; der Begriff Ganggestein bringt ein ganz fremdes Princip, eine abweichende Kategorie in diese Classification, indem er überhaupt gar kein Niveauverhältniss, sondern ein Ablagerungsverhältniss ausdrückt, wie Stock, Kuppe, Strom.

Die Bestrebungen von Rosenbusch, für seine Ganggesteine, ebenso wie für die beiden anderen Classen, eine besondere Structur als allgemein charakteristisch hinzustellen, können nicht als gelungen gelten. Auf S. 11 (a. a. O.) will es zwar anfangs scheinen, als liege in der »panidiomorph-körnigen« Structur etwas vorwiegend distinctives und es ist zuzugeben, dass in der That »gewisse Ganggesteine« sich durch eine grosse Menge automorpher Mineral-Individuen auszeichnen. Aber im Verlauf muss Rosenbusch selbst bekennen, dass bei anderen derselben eine »holokrystallin-porphyrische« oder eine »hypidiomorph-körnige« Structur ebensogut vorkommt. Ja, der später zugefügte Monchiquit, »ein Ganggestein aus der Gefolgschaft der Elaeolithsyenite«, ist sogar halbglasig, so dass keine der Hauptstructurarten existirt, welche bei den Ganggesteinen nicht vertreten wäre.

In einer späteren Ausführung (Min. u. petr. Mitth. XII. 1892. 386) fügt Rosenbusch hinzu, dass seine Ganggesteine keine volle geologische Unabhängigkeit besitzen; man begegne ihnen nicht allerorts, sondern nur in und neben »gewissen« Tiefengesteinen und zwar so, dass mit einer jeden Hauptgruppe von Tiefengesteinen gewisse Ganggesteinstypen örtlich und ursächlich verknüpft sind. Die Ganggesteine seien also zunächst geologisch bedingt durch gewisse Tiefengesteine und bilden gewissermassen deren Gefolgschaft. Diese Abhängigkeit sei aber auch eine stoffliche und lasse sich kurz dahin formuliren, dass die Ganggesteine stofflich »z. Th.« als Spaltungsproducte der Tiefengesteinsmagmen aufzufassen seien, die nur aus diesen sich entwickeln, also auch nur mit diesen vorkommen können. Zugleich wird auch hier wieder den Ganggesteinen die Fähigkeit zugeschrieben, als Grenzfacies der zugehörigen Tiefengesteine aufzutreten, wobei derlei Vorkommnisse eben aufhören »Ganggesteine« zu sein.

Man kann nicht sagen, dass diese Aufstellung der Ganggesteine als einer besonderen, den Tiefen- und Ergussgesteinen coordinirten Kategorie, weiten

Anklang gefunden habe. Sie hat aber nicht blos eine theoretische, sondern leider auch eine praktische Bedeutung, indem unter Anerkennung der Selbständigkeit der Ganggesteine sich örtlich zur Bezeichnung derselben im Gegensatz zu den beiden anderen Classen eine besondere Nomenclatur mit einer ganzen Menge von neuen Namen herausgebildet hat, welche für denjenigen, der diese Selbständigkeit läugnet, in ihrer specifischen Bedeutung unannehmbar sind. — Lossen hat sich sehr bald gegen die Ausscheidung der Ganggesteine ausgesprochen (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1889. 260). Michel Lévy sagt »la seconde famille de Mr. Rosenbusch, celle de filons... paraît devoir totalement disparaître«; er zeigt auch in sehr bemerkenswerther Weise, dass französische Vorkommnisse (Bretagne, Morvan, Commentry, Thiers in der Auvergne), welche mit Kersantiten und Lamprophyren (typischen, nur als Gänge auftretenden Ganggesteinen bei R.) identificirt werden müssen, auch effusive Natur in Kuppen und Strömen, oft mit Spuren schlackiger Beschaffenheit besitzen. — Iddings erkennt den häufigen Charakter der sog. Ganggesteine als Spaltungsgesteine an, zeigt aber ebenfalls, dass Vorkommnisse, die Rosenbusch zu den sehr charakteristischen Ganggesteinen der Lamprophyre, Minetten und Kersantite rechnen würde, unter Festhaltung der Mineralzusammensetzung und der chemischen Constitution bisweilen Oberflächenergüsse bilden, oder dass solche Ergüsse sogar sehr häufig wenigstens das genaue chemische Aequivalent derartiger Ganggesteine sind; er hält die Ganggesteine für einen unglücklich aufgestellten Begriff, »whose rate of disappearance is proportional to our advance of knowledge« (Bull. phil. soc. Washington XII. 1892. 168). — Und was das von Rosenbusch geschaffene »Ganggestein« Tinguait anbetrifft, so hebt O. A. Derby, welcher zur Beschreibung das Material geliefert hatte, hervor, dass dessen Aufstellung insofern auf einem Missverständniss beruhe, als dieser Gesteinstypus in Brasilien auch ausgezeichnete effusive Formen besitzt (Quart. journ. geol. soc. XLVII. 1891. 254). Es muss also völlig bestritten werden, dass den sog. Ganggesteinen eine Effusion versagt sei.

Der habituelle Gegensatz in dem Aussehen der Gemengtheile und der Structur, welchen, wie später ausgeführt wird, die normalen plutonischen und vulkanischen Gesteine darbieten, ist nicht, wie früher oft und lange geglaubt wurde, davon abhängig, dass die ersteren geologisch älter seien, als die letzteren, sondern hauptsächlich von den physikalischen Umständen, unter denen die mineralische Differenzirung und Erkaltung des gluthflüssigen Magmas erfolgte, von den Bedingungen der Temperatur und des Drucks, unter denen die Masse erstarrte. Dieser neuerdings wohl allgemein angenommene Satz wurde schon in alter Zeit aufgestellt und theils theoretisch begründet, theils aus dem Charakter der von den beiden Gesteinsgruppen eingenommenen einzelnen geologischen Lagerstätten erschlossen, theils aus der freilich sehr selten anzustellenden Beobachtung abstrahirt, dass einheitliche geologische Körper grösseren Umfangs in ihren unteren Theilen plutonischen Habitus mit granitischer Structur aufweisen,

in ihren oberen Partieen minder deutlich krystallinische oder porphyrische Glieder, selbst solche von dem Habitus der jüngeren vulkanischen Gesteine darbieten, wobei das Ganze dennoch nur als gleichzeitige Bildung gelten kann. Was an der Oberfläche mit vulkanischem Charakter erstarrt, kann daher wohl in der Tiefe plutonische Natur gewinnen (S. 638).

Bereits vor fast 50 Jahren (Amer. journ. II. 1846. 252) hat J. D. Dana die Erscheinung, dass Inseln des Pacific in ihrem Inneren Varietäten von »syenitähnlich« körniger Structur, aussen basaltische oder selbst glasige Gesteine aufweisen, allgemein dahin erklärt, dass der krystalline Charakter aller igneous rocks nur abhänge von den Bedingungen des Drucks, der Temperatur und der Langsamkeit der Abkühlung, unter denen das Magma fest wurde. v. Cotta fügte der Behauptung, dass der Granit, wie er sich jetzt darstellt, höchst wahrscheinlich in grosser Tiefe erstarrt, und da, wo er erscheint, durch Denudationsprocesse blossgelegt sei, hinzu, dass das granitische Material, welches nahe an der Oberfläche erstarrt sei, vielleicht einen trachytischen Habitus besessen habe; »der vulkanische Theil dieser Eruptivbildungen wird wohl aus den Trachyten bestehen« (Gesteinskunde 1862. 146; hiergegen wurde der Einwand erhoben, dass die klastischen Gesteine der ältesten Sedimentformationen uns in ihren Conglomeraten, Grauwacken u. dergl. niemals mit Fragmenten von trachytischem, rhyolithischem, glasigem oder halbglasigem Habitus bekannt machen). Lyell sagt (Elements of geology 1865. 701 ff.): »In Hungary there are varieties of trachyte which, geologically speaking, are of modern origin, in which crystals not only of mica but of quartz are common together with felspar and hornblende. It is easy to conceive, how such volcanic masses may, at a certain depth from the surface, pass downwards into granite.« »The heat must produce simultaneously very different effects near the surface and far below it; and we cannot suppose, that rocks resulting from the crystallizing of fused matter under a pressure of several thousand feet, much less miles, of the earth's crust can resemble those formed at or near the surface.« »Rocks of the volcanic class can never be produced at or near the surface without some members of the plutonic being formed below simultaneously or soon afterwards.« Ähnlich sagt später Jukes: »if we could follow any stream of lava to its source in the bowels of the earth, we should probably find it changing, under varying circumstances of depth and pressure, from scoriae or pumice to granite«.

Von grossem Interesse war es natürlich, Orte aufzufinden, wo solche unmittelbare Verknüpfung zwischen zusammengehörigen Gesteinen plutonischen und vulkanischen Charakters sich darbot oder darzubieten schien. Folgendes sind die auf diesem Gebiet gemachten Angaben (nebst den dawider erhobenen Einwendungen).

J. W. Judd versuchte durch eine Beschreibung der Hebrideninsel Mull den Nachweis zu liefern, dass grobkrystallinische Gesteine, wie Granite und Gabbros nur die tieferen Erstarrungsmodificationen derjenigen Massen sind, welche in höheren Zonen einen trachytischen und rhyolithischen, selbst lavaartig basaltischen

Habitus annehmen. Jetzt an der Oberfläche dort befindliche Granitmassen gelten ihm als der durch Erosion blossgelegte innere untere Kern eines einstigen Vulkangerüstes der Miocänzeit, welches äusserlich mit Laven und Schlacken ausgestattet war. Die mächtigen Grate und Spitzen dieses Stocks heben sich ab von den gewaltigen ringsum ausgebreiteten Strommassen, die durch die Erosion zu einförmigen Terrassensystemen abgetragen wurden. Der Hauptstock bestehe in seinen tieferen und centralen Theilen aus grosskörnigen, in seinen höheren und peripherischen aus kleinkörnigen und felsitischen Massen (Quart. journ. geol. soc. 1874. 220). Diese Auffassung Judd's über den Aufbau von Mull ist später von A. Geikie vollständig bezweifelt worden: »there was in reality no central core of granite with a ring of felstone and masses of acid breccias and tuffs, as laid down by Judd«; die sauren Gesteine seien beschränkt auf einige Stöcke und hunderte von Gängen und anstatt die ältesten Massen der vulkanischen Reihe zu bilden, seien sie thatsächlich die jüngsten, welche an unzähligen Orten jene durchsetzen. Die Gabbros auf Mull sind nach Geikie gerade jünger als die tertiären Basaltplateaux, senden von einem Centralstock aus zahllose Intrusivlager in dieselben hinein, während zufolge Judd der Gabbro hier der Centralkern derjenigen Masse sein soll, welche oberflächlich die Basalteffusionen bildete (ebendas. XLV. 1889. 218; vgl. auch A. Geikie in Trans. royal soc. Edinburgh XXXV. 1888. 21).

Fernerhin gab Judd an, dass die Eruptivgesteine in Ungarn und Siebenbürgen, welche an der Oberfläche als andesitische und quarzandesitische Laven erscheinen, in der Tiefe einen vollkommen granitischen Charakter annehmen (Syenit und Granit der Autoren oder wohl eher Diorit und Quarzdiorit); es existire ein völliger und unmerklicher Übergang aus den letzteren in die wahren Laven und der ganze Complex sei miocänen Alters. Speciell suchte er zu begründen, dass die granitisch-syenitischen Gesteine von Hodritsch sowie die gneissähnlichen Gebilde von Eisenbach einen untrennbaren geologischen Verband mit den erzgangführenden Eruptivgesteinen und diese mit den Andesiten bilden (Quart. journ. geol. soc. 1876. 323). G. vom Rath hat dagegen manche wichtige Einwendungen gemacht, indem er u. a. da vollendet scharfe Gesteinsgrenzen constatirte, wo Judd Übergänge zu sehen glaubte; er kommt zu dem Ergebniss, dass die im Schemnitzer Gebiet verbreiteten Eruptivgesteine verschiedenen Epochen angehören und weder in Betreff ihrer mineralogischen Constitution noch in Hinsicht ihrer Entstehungszeit als ein einziger geologischer Körper betrachtet werden können; auch sind die Erzgänge nur in den älteren vorhanden, fehlen in den jüngeren tertiären Gliedern (Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1877. 315. 319; 1878. 32). — Über den von Lotti und Dalmer angegebenen Zusammenhang zwischen Granit, Quarzporphyr und Rhyolith bei Campiglia marittima im Pisanischen vgl. Rhyolith.

Besonders wichtig für diese Frage sind noch die Untersuchungen von Hague und Iddings über das Washoe-Gebiet in Nevada (Gegend der Comstock Lode) geworden, wo durch aussergewöhnlich ausgedehnte bergmännische Arbeiten auch Aufschlüsse von ganz seltenem Umfang gewonnen wurden, indem der Sutro-

Tunnel einen Horizontalschnitt von 4 Miles Länge darbot, in Verbindung mit verticalen Schächten von 2000—3000 Fuss Tiefe und anderen unterirdischen Strecken von zusammen 180 Miles Länge. Es ergab sich ihnen hier, dass alle Eruptivgesteine des Washoe-Districts tertiären Alters seien, auch diejenigen in grösserer Tiefe vorhandenen, welche früher auf Grund ihres Ansehens als ältere Gesteine galten. Was früher Glimmerdiorit und Dioritporphyrit genannt wurde, ist nach ihnen durch vollständig allmähliche Übergänge unter Beibehaltung der chemischen Zusammensetzung verbunden mit dem als Hornblendeandesit zu bezeichnenden Gestein und ebenso hänge der sog. Diabas mit Augitandesit, der sog. Quarzporphyr mit Rhyolith und Dacit zusammen. Unmerkliche Übergänge verknüpfen die völlig krystallinische und körnige Structur mit der mehr oder weniger halbglasigen und zwar so, dass die Gesteine aus tieferem Niveau stets die erstere Structur aufweisen, die grobkörnigsten Varietäten im Centrum der Masse erscheinen, glasige Ausbildungen nur nahe oder an der Oberfläche gefunden werden. Der demzufolge von dem geologischen Alter ganz unabhängige Grad der Krystallinität, welcher sich unter übrigens gleichen Bedingungen in den verschiedenartigen Magmen entwickelt, scheine insofern von ihrer chemischen Zusammensetzung abzuhängen, als die basischen dazu eine grössere Tendenz zeigen als die sauren (On the development of crystallization in the igneous rocks of Washoe; Bull. U. S. geolog. survey No. 17. 1885). G. vom Rath konnte sich (Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1888. 16) mit den Resultaten von Hague und Iddings nicht recht einverstanden erklären; »was die den Ausgangspunkt der ganzen Betrachtung bildende Identificirung eines körnigen Diabases aus den Schluchten des Mt. Rainier (Tacoma) mit dem Hypersthen-Andesit betrifft, welcher die höheren Theile des Riesenvulkans zusammensetzt, so beruht diese Behauptung ohne Zweifel auf einem Irrthum«.

Nach den älteren Untersuchungen von Darwin u. A., den neueren von Stelzner treten an vielen Punkten von Chile und Peru, von Bolivia und Ecuador Eruptivgesteine auf, die von rein petrographischem Standpunkt aus als Granite, Syenite, Diorite, Quarzdiorite zu bezeichnen sind, welche aber ihre Lagerungsverhältnisse erst in der Tertiärformation eingenommen haben. Nach Stelzner liegen hier Beispiele solcher Eruptivgesteine vor, die trotz ihres jugendlichen Alters unter mächtiger, die Wärmeausstrahlung und Dampfentwickelung verhindernder Bedeckung vollkrystallinisch erstarrt sind. Hier sind durch den Umstand, dass entlang einer colossalen continentalen Spalte erst während der Tertiärzeit nach tausenden von Metern messende Dislocationen erfolgten, im Verein mit der Erosion in der Cordillere Tiefen erschlossen worden, die sonst unzugänglich bleiben und gestatten, neben dem bis an die Oberfläche emporgedrungenen ächt vulkanischen Material der Tertiärzeit auch noch seine in plutonischer Tiefe erstarrten Parallelgebilde, Diorit neben Andesit, Syenit neben Trachyt, Granitporphyre und Granite neben quarzreichen Laven zu erblicken (Beiträge z. Geol. u. Palaeont. d. argentin. Republik. I. 1885. 207). Brackebusch gibt in einer kurzen Notiz (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde XXVII. 267) an, zu der

Ansicht gelangt zu sein, dass ein Theil dieser zum Tertiär gerechneten Granite und Diorite noch mesozoischen Alters sei.

Der nahe bei Santiago (Chile) gelegene S. Cristobal wird von Möricke (Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 143) als ein Bergzug beschrieben, welcher diese Angaben Stelzner's bestätige, indem in seinen oberen Theilen typische Andesite, namentlich Hornblendeandesite vorherrschen und diese nach unten zu durch allmähliche Übergänge mit Propyliten (veränderten Dioritporphyren) in Verbindung stehen. Ausserdem bestehe noch eine gleichmässig grobkörnige dioritische Ausbildung (Andendiorit), ein typisches Tiefengestein. Nach S. 147 ist dasselbe aber den beiden anderen in sofern nicht aequivalent, als es nicht etwa eine weitere Zone unter dem Propylit, sondern »pegmatitartige Gänge« in diesem bildet, wobei die Grenze beider Gesteine ziemlich scharf verläuft, während es S. 146 und 153 im auffallenden Widerspruch heisst, dass Andesit, Propylit und Diorit nicht scharf von einander abgegrenzt, sondern durch allmähliche Übergänge auf das innigste verbunden sind.

In der Serra de Caldas, an der Grenze der Staaten São Paulo und Minas Geraës zeigt sich zufolge Hussak besonders gut »der innige magmatische Verband zwischen Gesteinen vom Charakter der Tiefengesteine mit denen der Ergussgesteine«, zwischen gleichzeitig entstandenen granitisch-körnigen Elaeolithsyeniten und den zugehörigen Porphyren. Syenit durchbricht Porphyr und umgekehrt, Gänge des Syenits zeigen Übergänge in den Porphyr u. s. w. (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 147). Niveaugegensätze sind also offenbar hier für den »Charakter« nicht ausschlaggebend.

Nach Sederholm (Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 19) wäre der sog. Åland-Rapakiwi (mit oligoklasumhüllten Orthoklasen und schriftgranitähnlicher Hauptmasse) anzusehen als eine etwas tiefer krystallisirte Form des Magmas, welches nahe an der Oberfläche zu einem Quarzporphyr erstarrt ist, der Wiborg-Rapakiwi (mit seinen grossen umrindeten Orthoklasballen und mehr spärlicher granitischer Hauptmasse) wieder als eine noch tiefer krystallisirte Ausbildungsform desselben Magmas. Cohen und Deecke halten dafür, dass diese Anschauung geologisch nicht gestützt ist und mit dem Bestreben des Petrographen zusammenhängt, verschiedenen Niveaus auch abweichende Structurverhältnisse zuzuschreiben, während gerade dieser Bezirk zeige, dass die angenommenen Beziehungen nicht existiren (Mitth. d. naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern u. Rügen 1891. 11).

Die vorstehenden Angaben zeigen, dass, wenn auch der in den Eingang gestellte Satz auf Grund von vergleichenden Beobachtungen über das einzelweise Auftreten der plutonischen und vulkanischen Gesteine als durchaus erwiesen gelten muss, dennoch solche Localitäten, wo die zu postulirende gleichalterige und unmittelbare Verknüpfung beider thatsächlich nachgewiesen werden kann, immerhin bis jetzt recht selten oder die über dieselben gelieferten Berichte nicht ohne Widerspruch geblieben sind. — Zu Gunsten jenes Satzes spricht auch die bisweilen wahrgenommene Erscheinung, dass in gewissen vulkanischen Gesteinen eingeschlossene, ohne Zweifel der Tiefe entstammende Bruchstücke liegen, welche

den Habitus des mineralogisch und chemisch entsprechenden Tiefengesteins besitzen, z. B. Fragmente von Elaeolithsyenit im Phonolith (Hegau, Brasilien, Fernando Noronha).

Mineralbestand.

Von krystallinischen Bildungen treten als Gemengtheile der Massengesteine vorzugsweise Silicate und Quarz auf. Unter den Silicaten spielen die Hauptrolle: monokliner Feldspath, trikline Feldspathe, monokline und rhombische Pyroxene, Amphibole, Biotit, Olivin, Nephelin und Leucit; spärlicher und wie auch schon die zuletzt genannten von mehr localer Bedeutung sind darunter: Muscovit, Sodalith, Haüyn, Melilith, Granat, Turmalin, Cordierit, Titanit. Andere nur untergeordnet, aber weit verbreitet vorkommende Mineralien sind zunächst: Apatit, Magnetit, Titaneisen, Eisenglanz, Zirkon, Rutil, Tridymit; schliesslich Glieder der Spinellgruppe, Metallsulfide (namentlich des Eisens). Carbonate, wie auch Epidot und Chlorit sind meistens secundär und treten überhaupt hier nicht als wesentliche Gemengtheile auf.

Eine Gruppirung der häufigsten die Erstarrungsgesteine bildenden Mineralien kann von verschiedenen Gesichtspunkten aus unternommen werden. Man könnte sie zerfällen je nach ihrem Gehalt an Eisen in:

1) eisenfreie: wie Quarz, Feldspathe, Nephelin, Leucit, Sodalith, Haüyn, Kaliglimmer, Zirkon, Apatit (relativ leicht);
2) eisenhaltige: wie Pyroxene, Amphibole, Biotit, Olivin, Granat, Magnetit (relativ schwer),

oder je nach dem Gehalt an Kieselsäure und Thonerde in:

1) reine Kieselsäure: Quarz mit Tridymit;
2) Silicate:
   a) thonerdehaltig: Feldspathe, Nephelin, Leucit, Sodalith, Haüyn, Magnesiaglimmer, Kaliglimmer, Granat;
   b) thonerdefrei oder sehr thonerdearm: Olivin, Pyroxene, Amphibole;
3) ohne Kieselsäure (auch ohne Thonerde): Magnetit, Titaneisen, Rutil, Apatit.

Eine natürlichere Gruppirung indessen, welche mehr als eine der vorstehenden zugleich auch den Erscheinungen der gegenseitigen Combination, sowie dem Maass der Verbreitung Rechnung trägt, ist die folgende (zuerst in den Grundzügen gegeben von Fouqué und Michel Lévy, Minéralogie micrographique 1879. 147):

1) Feldspathige Silicate, thonerdereich, alkalihaltig, magnesiafrei, eisenfrei, relativ leicht, rein meist farblos: monokliner und trikliner Feldspath, Nephelin, Sodalith, Leucit, Melilith;
2) Magnesia und Eisen haltige Silicate, meist alkalifrei oder -arm, meist thonerdearm oder -frei, relativ schwer, meist gefärbt: Pyroxene, Amphibole, Biotit, Olivin;

3) freie Kieselsäure: Quarz und Tridymit;
4) Erze und accessorische Gemengtheile: Magnetit, Titaneisen, Eisenglanz, Apatit, Rutil, Zirkon, Titanit u. s. w.

Eine Hauptregel der Mineralcombination beruht darin, dass in Folge des chemischen Gegensatzes in erster Linie ein Glied der ersten Gruppe (oder mehrere) neben einem Gliede (oder mehreren) der zweiten Gruppe zur Ausbildung gelangen, wobei alsdann in spärlicherer Begleitung Glieder der vierten Gruppe sich einzustellen pflegen und das Glied der dritten Gruppe entweder vorhanden ist, oder fehlt.

Das Quantitätsverhältniss der einzelnen wesentlichen Gemengtheile ist innerhalb einer und derselben Eruptivmasse nicht constant, es findet ein allmähliches Zurücktreten, ja Verschwinden einzelner Hauptgemengtheile, auch ein Eintreten neuer statt, so dass ein normaler Weise die Mineralien a, b, c vorwiegend enthaltendes Gestein stellenweise nur aus $a + b$, aus $a + c$, oder $b + c$ zusammengesetzt sein, oder sich örtlich als $a + b + c + d$, oder gar $a + d$ u. s. w. darbieten kann. Auch ist weder die Art noch die Menge der accessorischen Mineralien durch eine geologisch ein Ganzes bildende Eruptivmasse an allen Orten gleichbleibend.

Schon in frühen Zeiten war man bestrebt, auf Grund der damaligen Erfahrungen die Verhältnisse der gegenseitigen Association der Mineralgemengtheile zu ergründen und namentlich auch die Wahrnehmungen über das gegenseitige Sichausschliessen als Gesetze hinzustellen. Die mikroskopischen Untersuchungen haben unermesslich viel neues Material zur Erkenntniss dieser Beziehungen geliefert und es hat sich ergeben, dass die meisten jener Gesetze so häufig durchbrochen werden, dass sie nicht als solche gelten, sondern bestenfalls nur den Rang von Regeln beanspruchen können. So kann, um nur ein Beispiel anzuführen, die vormalige Angabe, dass Olivin und Augit ausgeschlossen sind aus Quarz oder Orthoklas führenden Gesteinen, was den Olivin betrifft nicht als Gesetz, sondern nur als eine mit Ausnahmen versehene Regel gelten, während bezüglich des Augits hier nicht einmal eine Regel besteht. Immerhin aber lassen sich hinsichtlich der gegenseitigen Association der vorwaltendsten oder charakteristischsten krystallinischen primären Gemengtheile der Erstarrungsgesteine folgende (zum Theil schon bei der Beschreibung der Gesteinsgemengtheile an zerstreuten Stellen hervorgehobene) Sätze aussprechen:

1) Der Quarz begleitet häufiger kieselsäurereiche als kieselsäurearme Feldspathe; am häufigsten ist er neben vorwiegendem Alkalifeldspath, Orthoklas, Mikroklin, Oligoklas, am seltensten neben vorwaltendem Anorthit; im Allgemeinen nimmt seine Menge ab mit dem abnehmenden Kieselsäuregehalt und dem zunehmenden Kalkgehalt des begleitenden vorwiegenden Feldspaths.
2) Quarz tritt nicht auf neben vorwaltendem Leucit oder Nephelin oder Melilith; hiervon ist bis jetzt eine Ausnahme nicht gefunden, so dass dies zur Zeit als ein wirkliches Gesetz gelten muss, — allerdings fast das einzige dieser Art.

3) Das Verhältniss von Orthoklas und Plagioklas ist derart, dass sich *gewöhnlich* neben dem vorwaltenden ersteren der letztere findet, während der vorwaltende letztere *bisweilen* (aber in mehr accessorischer Weise) von dem ersteren begleitet wird. Namentlich sind es kieselsäurereichere Plagioklase, neben denen der Orthoklas vorkommt. Die Association von Orthoklas mit Labradorit und Anorthit ist entschieden viel seltener.

4) Die in einem Gestein reichlich vorhandenen Plagioklase können untereinander verschieden zusammengesetzt sein.

5) Nephelin und Leucit kommen in den jüngeren Eruptivgesteinen häufig neben einander vor und zwar sowohl begleitet von monoklinem Kalifeldspath als von triklinem Kalknatronfeldspath. In den älteren Massengesteinen ist der Nephelin mehr mit Kalifeldspath als mit Plagioklas combinirt, in den jüngeren Nephelingesteinen gleichmässiger mit beiden. Der Leucit findet sich in den jüngeren Eruptivgesteinen durchgängig wohl mehr mit Plagioklas als mit Orthoklas combinirt. Ältere leucitführende Gesteine sind überhaupt zur Zeit fast nicht bekannt.

6) Für den Melilith ist nur eine reichlichere Combination mit den feldspath*ähnlichen* Silicaten (Nephelin und Leucit), nicht mit den eigentlichen Feldspathen, Orthoklas oder Plagioklas, bekannt.

7) In quarzhaltigen und quarzfreien Eruptivgesteinen mit vorwaltendem Orthoklas findet sich sowohl Amphibol als Pyroxen, doch ist wohl der erstere im Allgemeinen hier häufiger als der letztere.

8) Vorwaltender Plagioklas, neben welchem Quarz fehlt oder auftritt, ist sowohl mit Amphibol als mit Pyroxen combinirt; doch scheinen die kieselsäureärmeren Plagioklase eine grössere Neigung zu besitzen, sich mit Pyroxen als mit Amphibol zu vergesellschaften.

9) Monokline und rhombische Pyroxene können neben einander auftreten; so können auch thonerdehaltige Pyroxene von thonerdefreien begleitet werden.

10) Sowohl Hornblende als Augit können in leucit- und nephelinhaltigen Gesteinen auftreten; doch ist Augit ausserordentlich viel häufiger als Hornblende der Begleiter von Leucit und Nephelin.

11) Magnesiaglimmer fehlt weder den Gesteinen mit Kalifeldspath, noch denen mit Kalknatronfeldspath und ist gleichmässig in beiden verbreitet; im Allgemeinen scheint er mehr die Begleitschaft von Hornblende als die von Augit zu lieben.

12) Kaliglimmer findet sich fast nur in gleichmässig-körnigen, nicht-porphyrischen Massengesteinen und ist hier hauptsächlich an solche mit vorwaltendem Kalifeldspath und mit Quarz gebunden, den plagioklasreichen fast vollständig fremd.

13) Olivin ist neben Quarz äusserst selten, desgleichen neben vorwaltendem Orthoklas; neben Hornblende erscheint er ungemein spärlich, sehr häufig dagegen neben Augit.

14) Titanit scheint sich im Allgemeinen reichlicher in hornblende- als in augitführenden Gesteinen zu finden.
15) Magnetit kann jede andere Mineralcombination begleiten; er pflegt um so reichlicher zu sein, je basischer die letztere ist.
16) Apatit kann ebenfalls in jeder Mineralcombination auftreten, aber man kann nicht sagen, dass seine Quantität mit der Constitution des Gesteins zusammenhinge.
17) Auch Zirkon kann überall verbreitet sein, mehr scheint er an die kieselsäurereicheren als an die basischeren Gesteine gebunden.
18) Perowskit findet sich mit einer besonderen Vorliebe in der Begleitschaft von Melilith.

Chemische Verhältnisse.

Als in allen Eruptivgesteinen vorhandene chemische Stoffe sind zu nennen: Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd, Eisenoxydul, Kalk, Magnesia, Kali, Natron. In sehr vielen wird von den Basen noch Manganoxydul (Manganoxyd), von den Säuren noch Phosphorsäure, Titansäure in geringen Mengen nachgewiesen. Gewisse Gemengtheile bringen einen Gehalt an Schwefelsäure, Zirkonsäure, Fluor, Chlor mit sich. Seltenere und meist nur in grösseren Gesteinsmengen nachweisbare Stoffe sind Baryum, Strontium, Lithium, Caesium und Rubidium, Bor, Chrom, Nickel, Kobalt, Kupfer, Zinn, Antimon, Arsen, Uran. Es werden von den spärlicheren Substanzen in das Resultat der Analyse vorwiegend hineingebracht: Phosphorsäure durch Apatit. — Titansäure durch Titanit, Titaneisen, Rutil, Perowskit; auch möglicherweise durch Glimmer, Pyroxene, Amphibole, Granaten. — Schwefelsäure durch Haüyn und Nosean. — Zirkonsäure durch Zirkon. — Fluor durch Glimmer, Hornblenden, Pyroxene, Turmalin, Flussspath, Apatit. — Chlor durch Glieder der Sodalithgruppe, Skapolith, Nephelin, Apatit. — Chrom z. B. durch Chromit u. a. Spinelle, Pyroxene. — Bor durch Turmalin. — Baryum namentlich durch Feldspathe und Glimmer. — Lithium namentlich durch Glimmer, auch durch Feldspathe, Leucit. — Schwefel durch Eisenkies, Magnetkies. — Die selteneren schweren Metalle durch Olivin, Glimmer, Amphibole, Pyroxene. Kenntniss über das spurenhafte Auftreten ganz seltener Metalle in Gesteinsgemengtheilen verdanken wir namentlich Sandberger; er fand z. B. im Olivin: Cu, Ni, Co, gelegentlich auch Sn, As; im Augit: gelegentlich Cu, Co, Ni, Pb, Sn, Zn, Sb, As, Bi; im Zinnwaldit: Sn, As, Cu, Bi, auch wohl U; im dunklen Glimmer gelegentlich: Cu, Co, Sb, As, Zn, Pb, Ag. Sehr richtig sagt Roth: »Je genauer die Analyse sein wird, desto grösser wird die Zahl der in geringen und geringsten Mengen vorhandenen Stoffe ausfallen.«

Die in der chemischen Analyse hervortretende Wassermenge ist theils ursprünglich, theils hängt sie mit der begonnenen Verwitterung und Zersetzung vieler Gemengtheile zusammen. Der Wassergehalt in vollkommen frischen und durchaus krystallinischen Silicatgesteinen ist allerdings fast Null oder nur äusserst minimal, kann übrigens auch zum Theil auf Wasserpartikeln, die in den Krystallen

eingeschlossen sind, beruhen. Ausserdem enthalten Glimmer, Turmalin, Epidot u. a. Silicate Wasserstoff, welcher in starker Rothgluth als Wasser entweicht. Eine grössere Menge Wassers in einem krystallinischen Silicatgestein deutet auf die secundäre Entstehung wasserhaltiger Substanzen, z. B. von Kaolin, Zeolithen, Serpentin, Eisenoxydhydrat. Gewisse Glasgesteine (Perlit, Pechstein, auch Obsidian, Bimsstein) enthalten eine bisweilen nicht unerhebliche, wohl zum grössten Theil ursprüngliche Menge Wassers gebunden. — Übrigens kann die Abwesenheit von Wasser in den Bauschanalysen nicht als ein Beweis für den unveränderten Zustand des Gesteins gelten: die zahlreichen experimentellen Untersuchungen von Lemberg, sowie Pseudomorphosen von wasserfreien Silicaten nach wasserhaltigen machen diese Annahme unhaltbar. Die Umwandlung von ursprünglich wasserfreien geflossenen Gesteinen zunächst in solche mit wasserhaltigen Mineralien und dann weiterhin in solche, die wieder aus wasserfreien Gemengtheilen bestehen, ist nicht von der Hand zu weisen, ebensowenig das Hervorgehen wasserfreier Mineralien aus wasserfreien unter Vermittelung wässeriger Lösungen.

In vielen Analysen wird an Stelle des Wassergehalts »Glühverlust« angegeben. Dies ist immer eine unbestimmte Bezeichnung, denn in dem Glühverlust steckt nicht nur die ganze Menge des dann ausgetriebenen Wassers, sondern es können darin enthalten sein: Kohlensäure, welche von den secundären Carbonaten, Fluorverbindungen, welche von Glimmer u. a. Mineralien, Fluorbor, welches von Turmalin, Schwefel, welcher von Sulfiden abgegeben wird, eventuell Chlor; ausserdem kann der Glühverlust von etwa vorhandener organischer Substanz herstammen. Andererseits werden durch das Glühen manche Eisenoxydulverbindungen in Eisenoxydverbindungen umgewandelt, wodurch umgekehrt eine Gewichtszunahme erfolgt.

Die chemische Untersuchung kann sich auf das ganze Gestein, auf die einzelnen Gemengtheile desselben oder auf gewisse Gruppen der letzteren beziehen. Sofern es sich nicht um Feststellung von Verwitterungs-, Zersetzungs- und Umbildungserscheinungen handelt, ist es bei der Bauschanalyse erforderlich, möglichst frisches Material zu verwenden. Um den richtigen Durchschnitt zu erhalten, müssen grössere Mengen gepulvert und muss das Pulver gründlich durcheinander gemengt werden (S. 115).

Aus den Zahlen, welche die Bauschanalyse für die einzelnen chemischen Bestandtheile ergibt, können nur in ganz bedingtem Maasse Rückschlüsse gezogen werden auf die chemische Zusammensetzung der Gemengtheile, auf das Quantitätsverhältniss derselben, auf die Gegenwart oder die Abwesenheit gewisser Mineralien; man braucht sich nur daran zu erinnern, dass gerade die verbreitetsten Gemengtheile der Eruptivgesteine gewisse chemische Bestandtheile in sehr verschiedenen Mengen enthalten können. So unterliegen grossem Wechsel: das Verhältniss von K_2O und Na_2O im Orthoklas, das von CaO und Na_2O in den Plagioklasen, das von K_2O und Na_2O im Leucit, das von Na_2O und K_2O (auch CaO) im Nephelin; das Verhältniss von Al_2O_3 zu Fe_2O_3, das von CaO, MgO und FeO, die Menge und Natur

der Alkalien in Pyroxenen und Amphibolen, die Mengen von Al_2O_3, Fe_2O_3, Alkalien in Glimmern, die Natur der Sesquioxyde und Monoxyde im Granat, das Verhältniss von MgO und FeO in Olivin und Chloriten, die Menge von TiO_2 im Titaneisen u. s. w.

Nur wenn neben der Bauschanalyse auch die Analysen aller Gemengtheile bekannt sind, lässt sich der Versuch machen, die Quantitäten der Gemengtheile zu berechnen, wobei es im hohen Grade sicherstellend ist, wenn bei Anwesenheit von Magneteisen und Eisenglanz deren quantitative Bestimmung als solche vorgenommen wird. — Als Beispiel eines solchen Verfahrens diene folgende, von S. Haughton herstammende Berechnung der Mengung eines irischen Granits von Doocharry Bridge (Quart. j. geol. soc. XVIII. 1862. 417); Trans. r. Irish Acad. XXIV. 1866. 19). Die Zusammensetzung der constituirenden Mineralien ergab sich als:

		Quarz	Orthoklas	Oligoklas	schwarz. Glimmer
	Kieselsäure. .	100,00	63,20	59,92	36,18
Sesquioxyde	Thonerde . .	—	18,64	23,68	17,68
	Eisenoxyd . .	—	0,68	1,17	26,75
Monoxyde	Eisenoxydul .	—	—	0,05	0,63
	Manganoxydul	—	—	0,16	0,95
	Kalk	—	2,75	5,30	0,51
	Magnesia . . .	—	0,11	0,13	4,65
	Kali	—	14,92	2,07	8,83
	Natron	—	0,78	6,47	0,32
	Wasser . . .	—	—	—	3,15
		100,00	101,08	98,95	99,68

Die Berechnung der Sauerstoffmengen für die einzelnen Mineralien ergibt:

	Quarz	Orthoklas	Oligoklas	Glimmer
Kieselsäure. .	51,92	32,81	31,11	18,78
Monoxyde . .	—	8,91	11,41	16,28
Sesquioxyde .	—	3,55	3,61	3,94

Die Zusammensetzung des Granits von Doocharry Bridge, welcher als Typus der Donegal-Granite gelten kann, ist:

		Sauerstoff
Kieselsäure. .	72,24	37,51
Thonerde . .	14,92	7,46
Eisenoxyd . .	1,63	
Eisenoxydul .	0,23	2,50
Manganoxydul	0,32	
Kalk	1,68	
Magnesia . .	0,36	
Kali	5,10	
Natron . . .	3,51	
	99,99	

Bezeichnet man nun mit Q, Or, Ol, Gl die Procente von Quarz, Orthoklas, Oligoklas und Glimmer in diesem Granit, so ergeben sich auf Grund der vorhergehenden Sauerstoffzahlen folgende Gleichungen:

$$375100 = 5192\,Q + 3281\,Or + 3111\,Ol + 1878\,Gl \quad (1)$$

$$74600 = 891\,Or + 1141\,Ol + 1628\,Gl \quad (2)$$

$$25000 = 355\,Or + 361\,Ol + 394\,Gl \quad (3)$$

Dazu fügt sich die Gleichung

$$100 = Q + Or + Ol + Gl \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4)$$

Aus diesen vier Gleichungen sind nun die vier Unbekannten zu bestimmen. Eliminirt man Gl aus (2) und (3), so erhält man:

$$1130760 = 22689\,Or + 13815\,Ol \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (a)$$

Indem man gleichfalls Q aus (1) und (4) eliminirt, ergibt sich:

$$144100 = 1911\,Or + 2081\,Ol + 3314\,Gl \quad \ldots\ldots\ldots \quad (b)$$

Wird Gl aus (b) und (3) eliminirt, so erhält man die folgende Gleichung aus Or und Ol:

$$2607460 = 42354\,Or + 37644\,Ol \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (c)$$

Aus (a) und (c) kann man nun Or und Ol bestimmen:

$$Or = \frac{6545}{269} = 24{,}33 \qquad Ol = 41{,}88.$$

Führt man diese Werthe von Or und Ol in die Gleichung (2) ein, so findet sich:

$$Gl = 3{,}16.$$

Schliesslich bestimmt sich nun aus (4):

$$Q = 30{,}63.$$

Die mineralogische Zusammensetzung des Granits von Dooeharry ist daher:
Quarz = 30,63; Orthoklas = 24,33; Oligoklas = 41,88; schwarz. Glimmer = 3,16 (100,00).

Wenn die relative Menge und die chemische Zusammensetzung der einzelnen Gemengtheile bekannt sind, so muss die Bauschanalyse mit der berechneten Zusammensetzung übereinstimmen, vorausgesetzt, dass auch die in der Bauschanalyse mitanalysirten Gemengtheile in der That dieselbe Zusammensetzung haben, wie die benachbarten Orten entnommenen und für sich analysirten Proben derselben. In der Bauschanalyse darf natürlich kein Element fehlen, welches in den Gemengtheilen enthalten ist.

Die Schlüsse, die bei Unbekanntschaft mit der jeweiligen Zusammensetzung der Gemengtheile in Anbetracht der Bauschanalyse mit Sicherheit gezogen werden können, sind, wie angeführt, sehr spärlich und meist nur ganz allgemeiner Art. Da der Orthoklas — neben Mikroklin und Albit — das kieselsäurereichste unter den bekannten gesteinsbildenden Silicaten ist, so kann kein Gestein, welches ausser dem Orthoklas blos andere krystallinische Silicate enthält, den Kieselsäuregehalt des Orthoklases (normal 64,72 %) erreichen oder gar übertreffen; denn durch die begleitenden Silicate, erst recht durch begleitende kieselsäurefreie Mineralien, wie Magnetit, Apatit, Rutil wird der Kieselsäuregehalt der Bauschanalyse nothwendig unter den des Orthoklases herabgezogen. Ist dagegen ausser dem Orthoklas und den krystallinen Silicaten noch Quarz, Tridymit oder kieselsäurereiches Glas vorhanden, so kann die Kieselsäuremenge des Gesteins diejenige des Orthoklases erreichen oder übertreffen. Wenn aber eine grosse Menge von kieselsäureärmeren Mineralien wie Hornblende, Glimmer, basischer Plagioklas gegenwärtig ist, so kann trotz der Anwesenheit von Quarz neben dem Orthoklas der Kieselsäuregehalt des Ganzen dennoch unter den des Orthoklases hinabgedrückt werden. Da fast sämmtliche gesteinsbildende Silicate mehr Kieselsäure enthalten als Anorthit, so wird der Kieselsäuregehalt eines unter den Feldspathen hauptsächlich Anorthit führenden Gesteins nicht unter denjenigen des letzteren (normal

43,16%) hinabsinken können, denselben erreichen oder übertreffen müssen, sofern nicht etwa viel Olivin oder Erz zugegen sein sollte. — Nur bei Abwesenheit anderer alkalihaltiger Mineralien kann aus dem Gehalt an Kali und Natron ein allerdings nur unsicherer Schluss auf die Menge von Orthoklas und Plagioklas gezogen werden. — Der Kieselsäuregehalt eines Gesteins liefert für die Natur des darin vorwiegend vorhandenen Plagioklases gar keinen Anhaltspunkt: er kann dem des letzteren ziemlich gleichen (z. B. a), oder ihn übertreffen (z. B. b) oder unter ihm bleiben (z. B. c). Procente Kieselsäure im:

a) Labradorporphyrit von der Zwölferspitzgruppe 54,62; Labradorit daraus 53,19. — Augitandesit vom Monte Calvario di Biancavilla, Aetna 57,32; Andesin daraus 59,29.

b) Dacit von Notre Dame de Guadeloupe 64,48; Plagioklas daraus 52,45. — Dacit von Mojanda, Quito 68,32; Plagioklas daraus 56,53. — Pyroxenandesit vom Köhegy bei Kaschau 59,70; Labradorit daraus 53,81. — Hornblendeandesit von Pomasqui bei Quito 62,03; Labradorit daraus 55,86.

c) Augitandesit der Rocca Giannicola, Aetna 56,79; Oligoklas daraus 62,20. — Quarzdiorit von Lauter bei Suhl 50,56; Andesin daraus 56,51. — Obsidianporphyr aus dem Cantal 60,46; Plagioklas daraus 63,60. — Melaphyr von Rowno, Wolhynien 49,10; Plagioklas daraus 51,84. — Letzteres zeigt die Unrichtigkeit der älteren Anschauung, dass aus einem Magma sich nie ein Feldspath ausscheiden könne mit einem Kieselsäuregehalt, der den des Magmas selbst übertrifft.

Auch die Alkalizahlen der Bauschanalyse gestatten kaum eine andere Folgerung, als dass bei sehr erheblichem Natrongehalt und Ausschluss anderer natronreicher Silicate das Dasein eines dem Albit genäherten Plagioklases wahrscheinlich wird. Wie sehr übrigens die Angaben über Alkalien bei demselben Gestein variiren können, zeigt das beschränkte Rhyolithvorkommen vom Baulaberg in Island; bei der Analyse erhielten 1. Forchhammer (1843), 2. Bunsen (1851), 3. Kjerulf (1854), 4. Winkler (1863), 5. Schirlitz (1882) in Procenten

	1.	2.	3.	4.	5.
Kali	2,63	5,64	2,87	5,0	4,36
Natron	3,46	2,51	4,74	1,0	3,13

Wenn aber das Eruptivgestein nicht blos ein Aggregat krystallinischer Mineralien ist, sondern ausser solchen auch noch Glas oder eine irgendwie anders geartete amorphe Basis enthält, so werden alle Schlüsse aus der Bauschanalyse auf die krystallinischen Gemengtheile unmöglich, sofern die Zusammensetzung jener nicht individualisirten Substanz ihrerseits unbekannt ist. Letzteres ist aber meistens der Fall: die Vertheilung und Menge dieser Basis ist, wo sie nicht relativ reichlich vorliegt, gewöhnlich eine solche, dass ihre Isolirung behufs einer speciellen Analyse vereitelt wird und überdies weiss man, dass sie sehr verschieden zusammengesetzt, auch manchfachen Veränderungen bereits unterlegen sein kann.

Um einen kurzen Ausdruck für die relative Basicität oder Acidität von

Silicatgesteinen zu erhalten und sie mit Rücksicht darauf vergleichbar zu machen, bedient man sich seit Gustav Bischof's Vorgang (1849) wohl der Berechnung des Sauerstoffquotienten des Gesteins. Um ihn zu erhalten, berechnet man den Sauerstoffgehalt der einzelnen procentarischen Bestandtheile und dividirt die Summe desjenigen sämmtlicher Sesquioxyde und Monoxyde durch den Sauerstoffgehalt der Kieselsäure; also

$$\text{O-quotient} = \frac{\text{O von } R_2O_3 + RO + R_2O}{\text{O von } SiO_2}.$$

Granit.

		%		Sauerstoff
	Kieselsäure	76,01 %	mit Sauerstoff	40,54
R_2O_3	Thonerde	12,82 »	» »	5,98
	Eisenoxyd	1,13 »	» »	0,34
RO	Eisenoxydul	0,96 »	» »	0,21
	Kalk	0,70 »	» »	0,20
	Magnesia	0,11 »	» »	0,04
R_2O	Kali	5,51 »	» »	0,94
	Natron	2,76 »	» »	0,71

$$\text{O-quotient} = \frac{6,32 + 0,45 + 1,65}{40,54} = 0,208.$$

Basalt.

		%		Sauerstoff
	Kieselsäure	48,40 %	mit Sauerstoff	25,81
R_2O_3	Thonerde	17,95 »	» »	8,38
	Eisenoxyd	2,28 »	» »	0,68
RO	Eisenoxydul	8,85 »	» »	1,97
	Kalk	10,05 »	» »	2,87
	Magnesia	6,99 »	» »	2,80
R_2O	Kali	1,03 »	» »	0,18
	Natron	2,86 »	» »	0,74

$$\text{O-quotient} = \frac{9,06 + 7,64 + 0,92}{25,81} = 0,683.$$

Von dem etwaigen Wassergehalt wird, wenn er nur spärlich ist, meist abgesehen oder man berechnet zuvor die Analyse wasserfrei auf hundert; auch die etwa vorhandenen geringen Mengen von Phosphorsäure, Schwefelsäure, Kohlensäure pflegt man gewöhnlich zu vernachlässigen oder man rechnet die dazu erforderliche Menge von Monoxyden (namentlich Kalk, auch Magnesia, Eisenoxydul) ab. Der Sauerstoff des Titansäuregehalts pflegt mit demjenigen der Kieselsäure vereinigt zu werden.

So kann der Sauerstoffquotient als ein allgemeiner Ausdruck für die Silicirung des Gesteins gelten. Kieselsäurereiche Gesteine, bei denen der Nenner des obigen Bruches gross ist (z. B. Granit), werden einen relativ kleinen, kieselsäurearme, bei denen jener Nenner klein ist (z. B. Basalt), einen relativ grossen O-quotienten aufweisen. Doch darf man nicht vergessen, dass derselbe über das gegenseitige Verhältniss der Monoxyd- und Sesquioxyd-Basen unter einander

nichts aussagt. Verhält sich in einem Falle O der Monoxyde : O der Sesquioxyde = 1 : 3 und in einem anderen Falle O der Monoxyde : O der Sesquioxyde = 3 : 1 und ist in beiden Fällen O der Kieselsäure = 2, so wird in beiden Fällen, trotz der im Einzelnen sehr abweichenden chemischen Zusammensetzung derselbe O-quotient, nämlich 0,5 resultiren.

Es ergibt sich daher, worauf Roth mit Recht aufmerksam macht, dass derselbe nur zur Vergleichung von solchen Analysen benutzt werden darf, welche Gesteine von gleicher mineralogischer Zusammensetzung betreffen. Das O-Verhältniss der Monoxyde : dem der Sesquioxyde : dem der Kieselsäure ist in der Analyse

1a eines Diabases vom Hunneberg (Sidenbladh) = 8,28 : 6,88 : 27,92
1b eines Palagonits von Nevada (King) = 3,96 : 10,85 : 27,13
2a eines Phonoliths vom Hohentwiel (Bernath) = 4,44 : 10,79 : 28,45
2b eines Dolerits vom Meissner (Möhl) = 8,14 : 7,08 : 28,50.

Der Sauerstoffquotient ist daher in: 1a = 0,543; 1b = 0,546; 2a = 0,535; 2b = 0,534. Ungeachtet der fast vollkommenen Gleichheit der O-quotienten von 1a und von 1b, ferner von 2a und von 2b sind die betreffenden Gesteine aber im Specielleren weder chemisch noch mineralogisch ähnlich.

Sind die das Gestein vorwiegend zusammensetzenden Silicate und ihre O-quotienten bekannt, so kann man wohl denjenigen des Gesteins zu etwelchen Schlüssen verwerthen. Im Allgemeinen wird er zwischen dem niedrigsten und dem höchsten O-quotient der Gemengtheile liegen und sich am meisten demjenigen des vorwaltenden Gemengtheils nähern. Dies gilt natürlich nur unter der Bedingung, dass nicht diese Beziehungen gestört werden durch das Vorhandensein einerseits einer zu grossen Menge freier Kieselsäure (Quarz, Tridymit) oder sauren Glases, andererseits von Gemengtheilen ohne Kieselsäure, wie Magnetit, Titaneisen, Eisenglanz. — Unter den gesteinsbildenden Silicaten hat Orthoklas (O von $R_2O : R_2O_3 : SiO_2 = 1 : 3 : 12$) den niedrigsten O-quotienten ($\frac{4}{12} = 0,333$). Bei vorwaltendem Orthoklasgehalt und Abwesenheit von Quarz, Tridymit und Glas wird sich der O-quotient des Gesteins dem Werth 0,333 nähern; Gegenwart von Quarz wird ihn unter diese Zahl sinken lassen, Anwesenheit von Gemengtheilen mit hohem O-quotient (Hornblende, Pyroxene, Glimmer, Olivin, basische Plagioklase) ihn über 0,333 erhöhen. Für ein Orthoklasgestein bedingt aber ein O-quotient höher als 0,333 nicht die Abwesenheit von Quarz und ein solcher unter 0,333 nicht die Abwesenheit von basischeren Gemengtheilen, da im ersteren Falle ein Gehalt an basischeren Mineralien, im zweiten ein Gehalt an Quarz compensirend eintreten kann.

Bisweilen werden auch aus den Procentzahlen der Analyse die Molekularproportionen berechnet, vermittels Theilung durch die betreffenden Molekulargewichte (SiO_2 durch 60, Al_2O_3 durch 102, Fe_2O_3 durch 160, FeO durch 72, CaO durch 56, MgO durch 40, K_2O durch 94, Na_2O durch 62, H_2O durch 18), wobei die Quotienten wohl mit 100 multiplicirt werden, um die Zahlen übersichtlicher zu machen.

Vielfach wurden, namentlich in früherer Zeit, die sog. Partialanalysen oder Sonderanalysen ausgeführt, d. h. man behandelte das dazu geeignete Gestein mit Salzsäure und analysirte quantitativ für sich einerseits den darin zersetzbaren oder löslichen Theil, andererseits den alsdann unlöslich bleibenden, insbesondere um in der Zeit vor der Anwendung des Mikroskops desto mehr Anhaltspunkte für die Ermittelung der mineralischen Zusammensetzung zu gewinnen, später auch behufs einer chemischen Controle des mikroskopischen Mineralbefunds. Es wurden dadurch thatsächlich oder angenommener Weise Quarz, Orthoklas und Sanidin, Oligoklas, Pyroxene, Amphibole, Glimmer, Granat als unlöslich oder unangreifbar geschieden von Nephelin, Leucit, Haüyn, Sodalith, Anorthit, Melilith, Magnetit, Apatit u. s. w. als zersetzbar oder löslich. Die Ergebnisse solcher Separirungen und die darauf gegründeten mineralogischen Deutungen der Sonderanalysen sind indessen nur mit Vorsicht aufzunehmen, denn: 1) sind die gemeinhin als unlöslich geltenden Silicate doch nicht sämmtlich vollkommen unangreifbar durch die Säure, sondern sie geben theilweise mehr oder weniger von ihren Bestandtheilen an dieselbe ab. 2) grössere oder geringere Feinheit des Pulvers, längere oder kürzere Einwirkungsdauer, höhere oder niedere Temperatur, sowie Unterschiede in der Stärke der Säure rufen manchfache Verschiedenheiten sowohl bezüglich der Menge als der Zusammensetzung des Gelösten hervor. 3) etliche Mineralien sind thatsächlich theilweise zersetzbar und ihre Stoffe erscheinen sowohl in der einen als in der anderen Portion. 4) wenn sich in den untersuchten Gesteinen eine Glasbasis findet, so ist es von vornherein ganz ungewiss, ob dieselbe sich gegen Salzsäure unangreifbar verhalten oder ob sie durch diese (gewöhnlich unter Gelatiniren, ähnlich dem Nephelin) zersetzt, ob sie sich also in der einen oder in der anderen Portion finden wird. Ausserdem bleibt auch die chemische Zusammensetzung dieser Glasbasis für gewöhnlich unbekannt, kann also nicht in die Interpretation auf Gemengtheilsbestandtheile eingeführt werden. Sehr viele Versuche, die Ergebnisse der Partialanalysen in mineralogischer Hinsicht zu deuten, stammen aus einer Zeit, in welcher die häufige Betheiligung solcher glasiger oder anderer amorpher Basis noch gar nicht bekannt war.

Immerhin kann aber doch bisweilen die Partialanalyse diesen oder jenen allgemeinen Anhaltspunkt gewähren, wenn z. B. der lösliche Theil auffallend grosse Mengen eines Stoffes aufweist, wie denn die reichliche Gegenwart von Leucit eine grosse Quantität von Kali, die von Melilith eine solche von Kalk, die von Nephelin eine solche von Natron in die lösliche Portion hineinbringt. Freilich kann auch die letztere durch Anorthit kalkreich, durch Sodalith natronreich ausfallen. Überhaupt haben seit der Ausbildung der mikroskopischen Untersuchung die auf Partialanalysen gegründeten Deutungsversuche sehr viel von ihrer früheren Rolle eingebüsst.

Folgendes theoretische Beispiel mag die Möglichkeit einer quantitativen Bestimmung der Gemengtheile erläutern. Ein Gestein bestehe thatsächlich nur aus Nephelin, Augit, Olivin und Magnetit. Der in Salzsäure unlösliche, der Quantität nach ermittelte Antheil besteht dann blos aus Augit, dessen Analyse das chemische Bild des Minerals ergeben muss. Die übrigen drei Mineralien gehen

in den löslichen Antheil ein, dessen Analyse SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, Na_2O procentarisch ergibt. Davon wird Al_2O_3 und Na_2O allein vom Nephelin, Fe_2O_3 allein vom Magnetit, MgO allein vom Olivin geliefert. Aus dem Al_2O_3-Gehalt des Löslichen kann man nun die vom Nephelin beanspruchte Kieselsäure nach dessen Formel ($Na_2O . Al_2O_3 . 2SiO_2$) berechnen und dazu muss der vorhandene Natrongehalt passen. Da Nephelin überhaupt kein Fe, Olivin blos FeO enthält, so muss alles Fe_2O_3 den Magnetit angehen, dessen Menge daher aus dem Fe_2O_3-Gehalt gefunden werden kann. Der Rest des FeO in Verbindung mit MgO geht dann den Olivin an uud es muss gemäss dessen Formel $2RO . SiO_2$ gerade genug SiO_2 für ihn, nach Abrechnung der durch den Nephelin erforderten, übrig geblieben sein. Das Verfahren wird natürlich dann wesentlich vereinfacht, wenn es möglich ist, vor der Behandlung mit Säuren den Magnetitgehalt quantitativ durch Extraction mit dem Magneten zu bestimmen.

Gesteine von übereinstimmender Natur und Quantität der Gemengtheile können natürlich ganz verschiedene Structur besitzen, und dadurch äusserlich recht von einander differiren, ohne Abweichungen in der chemischen Zusammensetzung aufzuweisen, z. B. Granit und Quarzporphyr. Auf die chemische Zusammensetzung braucht auch der Gegensatz der ganzkrystallinen, halbkrystallinen und glasigen Ausbildung nicht von Einfluss zu sein. — Der Bauschanalyse nach chemisch identische Gesteine können aus sehr verschiedenen Mineralsubstanzen zusammengefügt sein, wie sich dies schon aus der Erwägung ergibt, dass die chemische Zusammensetzung eines Pyroxens ganz mit derjenigen eines Amphibols übereinstimmen, dass eine Mengung von Orthoklas und Nephelin die Zusammensetzung von Leucit, eine solche von Olivin und Quarz diejenige von Bronzit haben, dass Feldspathsubstanz und Skapolithsubstanz chemisch identisch sein kann u. s. w. — Sofern die Quantitätsverhältnisse der mineralischen Gemengtheile aus dem Spiel bleiben, kann man auch sagen, dass Gesteine von abweichender chemischer Zusammensetzung oft aus denselben Mineralien bestehen, oder umgekehrt, dass Gesteine, aus denselben Mineralien bestehend, oft beträchtlich in ihrer chemischen Zusammensetzung differiren.

Gewisse Gesteinsbegriffe schwanken mit ihrer chemischen Zusammensetzung in recht weiten Grenzen, z. B. Granit, Diorit; andere sehr wenig, z. B. Gabbro, Pikrit. Dies kommt vorzugsweise daher, dass bei den erstgedachten chemisch sehr gegensätzliche Mineralien (z. B. Quarz, Orthoklas, Hornblende) in recht verschiedenen Mengen zugegen sein können, ohne dass der Gesteinsbegriff aufhört; so kann der Kieselsäuregehalt der basischsten Granite, die aber noch wesentlich Quarz führen, unter dem Kieselsäuregehalt der sauersten Syenite liegen, die nur wenig accessorischen Quarz halten, so dass also hier die Grenzen gegenseitig übereinandergreifen. — In den letzteren Gesteinen dagegen ist der chemische Gegensatz zwischen den Gemengtheilen nicht so bedeutend und daher braucht selbst ein beträchtliches Vorwalten des einen oder anderen derselben noch keine sehr erheblichen Unterschiede der Bauschanalyse zu bedingen. Andererseits gibt es aber auch wirklich Gesteine, welche in der That das Mengungsverhältniss ihrer

Hauptmineralien mit ziemlicher Constanz festhalten und deshalb keine grösseren Schwankungen in chemischer Hinsicht zeigen.

Nach den bisherigen chemischen Kenntnissen über die Erstarrungsgesteine lassen sich folgende Sätze aussprechen:

Der Kieselsäuregehalt durchläuft alle Werthe von 80 bis 42 %. Im Allgemeinen sinkt er ziemlich gleichmässig mit wachsendem Gehalt an CaO (auch an MgO und Fe), was allerdings in den sauren Gliedern schärfer hervortritt, als in den basischen. Gesteine mit mehr als 66 % SiO_2 pflegen mehr Alkalien als Kalk zu enthalten; mit wachsendem Kalkgehalt sinken SiO_2 und die Alkalien meist gleichmässig. Gesteine mit granitischem Kieselsäure- und Thonerdegehalt, welche kalkreich und alkalifrei wären, kommen nicht vor. Ein Überwiegen von MgO über CaO bedingt einen Kieselsäuregehalt unter 50 % und je kieselsäureärmer dann das Gestein ist, desto grösser wird das Übergewicht des MgO (und die Abnahme der Alkalien).

Die Thonerde steht in den alkalireichen Gesteinen im umgekehrten Verhältniss zur Kieselsäure, und zwar nimmt sie rasch zu, je mehr letztere sinkt. In den kalkreichen Gesteinen dagegen stehen SiO_2 und Al_2O_3 im geraden Verhältniss und zwar vermindert sich SiO_2 rascher als Al_2O_3. Überwiegt Magnesia den Kalk, so fällt der Thonerdegehalt rasch und zwar stetig bis auf Null. Gesteine, welche thonerdereich und zugleich reich an Magnesia und Eisen wären, kommen nicht vor. In sauren Gesteinen, welche keine oder nur sehr spärliche Al_2O_3-haltige Bisilicate führen, muss wenigstens soviel Al_2O_3 vorhanden sein, um mit K_2O und Na_2O Feldspath bilden zu können, dagegen weniger als erforderlich ist, um auch noch dazu allen CaO als Anorthit zu binden.

Der Eisengehalt wächst mit abnehmender Kieselsäure und noch rascher mit der Menge von CaO und MgO. Nur in denjenigen alkalireichen Massen, welche zugleich sehr basisch sind (unter 45 % SiO_2) kommt ein grösserer Eisengehalt vor. Alle kieselsäurereicheren und zugleich alkalireichen Massen sind (mit Ausnahme des Pantellerits) immer arm an Eisen.

Die Magnesia wächst anfangs von unten an ziemlich regelmässig mit dem Kalk, bis beide Stoffe etwa 10—14 % betragen; ein noch höheres Steigen des Magnesiagehalts ist mit einer Abnahme des Kalks verbunden.

Kalk und Alkalien stehen in den allermeisten Gesteinen in einem umgekehrten Verhältniss; nur in sehr kieselsäurearmen Magmen (SiO_2 unter 45 %) ist hoher Kalkgehalt mit hohem Alkaligehalt verbunden. Bemerkenswerth ist die namentlich mit der Feldspathbildung zusammenhängende Thatsache, dass in den Eruptivgesteinen eine grössere Natronmenge auch mit mehr Kalk verbunden zu sein, dagegen ein grösserer Gehalt an Kali und ein ebensolcher an Kalk sich auszuschliessen pflegt. In den kieselsäurereichsten Gesteinen kann der Natrongehalt einen höheren Procentsatz ausmachen (z. B. in den Quarzkeratophyren, Daciten) als das Kali.

Titangehalt ist in grösserer Menge vorwiegend an grossen Natrongehalt bei mittlerer Kieselsäuremenge oder an hohen Eisengehalt bei äusserst spär-

lichen Alkalien gebunden; eine reichlichere Gegenwart von Zirkonsäure an alkalireichere Gesteine. Zwischen dem Gehalt an Phosphorsäure und dem an anderen Stoffen scheint keine allgemeine Regel zu bestehen.

Zur Deutung der grossen chemischen Verschiedenheiten, welche die Eruptivgesteine gegenseitig offenbaren, sind hauptsächlich zwei Hypothesen aufgestellt worden, einerseits dass zwei als solche präexistirende und örtlich getrennte, möglichst abweichend beschaffene Magmen in verschiedenen Proportionen durch Zusammentritt gemischt wurden, andererseits dass ein ursprünglich einheitliches Magma sich in differente Magmen gespalten habe.

Bunsen hat, zunächst für die Bildungsweise der vulkanischen Gesteine Islands und Transkaukasiens, die erstere Theorie ausgearbeitet (Poggend. Ann. LXXXIII. 1851. 197). Indem er zahlreiche Bauschanalysen von Gesteinen der rein vulkanischen Insel Island durchführte, gelangte er auf eine Beziehung, welche die verschiedenartigsten derselben auf das innigste miteinander zu verknüpfen schien. Darnach gebe es in Island und wahrscheinlich in den meisten grösseren vulkanischen Systemen zwei Hauptgruppen von Gesteinen, die sich trotz der allmählichen Übergänge, durch die sie miteinander verbunden sind, dennoch leicht in ihren extremsten Gliedern als normaltrachytische einerseits und normalpyroxenische andererseits unterscheiden lassen. Die normaltrachytischen Gesteine (die kieselsäurereichsten trachytischen) entsprechen fast genau einem sog. zweifachsauren Gemisch von Thonerde- und Alkali-Silicaten, in denen Kalk, Magnesia und Eisenoxydul bis zum Verschwinden zurücktreten; die normalpyroxenischen Gesteine (die kieselsäureärmsten Basalte und Dolerite) stellen sog. zweifach basische Silicate von Thonerde, Eisenoxydul, in Verbindung mit Kalk, Magnesia, Kali und Natron dar. Zweckmässiger würde er das normalpyroxenische Glied im Gegensatz zu dem normaltrachytischen das normalbasaltische genannt haben, da vorwiegend Basalte dasselbe repräsentiren und seine Zusammensetzung keineswegs die des Pyroxens ist. Bunsen zog aus zahlreichen Analysen einerseits der allersauersten, andererseits der allerbasischsten Gesteine das Mittel und erhielt so folgende Durchschnittszusammensetzung:

	1. des normaltrachytischen Materials	2. des normalpyroxenischen Materials
Kieselsäure	76,67	48,47
Thonerde u. Eisenoxydul	14,23	30,16
Kalkerde	1,44	11,87
Magnesia	0,28	6,89
Kali	3,20	0,65
Natron	4,18	1,96
	100,00	100,00

Das mittlere Verhältniss des Sauerstoffs der Säure zu dem Sauerstoff der Basen ist bei

der normaltrachytischen Masse = 3 : 0,596 = 5 : 1
der normalpyroxenischen Masse = 3 : 1,998 = 3 : 2.

Alle übrigen unveränderten Gesteine Islands, welche nicht diesen beiden Gruppen selbst unmittelbar angehören, zeigen eine solche Zusammensetzung, dass deren Sauerstoffgehalt in den Basen für 3 Sauerstoff in der Säure stets zwischen 0,579 und 1,948 schwankt, und Bunsen knüpft daran die Folgerung, dass diese Gesteine als Verschmelzungsgebilde oder Gemische jener beiden extremen Endglieder zu betrachten seien und dass in Island nicht mehr als zwei gesonderte grosse Herde existiren, welche dort das Spiel der vulkanischen Thätigkeit von seinem ersten Beginn an bis auf den heutigen Tag unterhalten haben. Weshalb die beiden Herde gerade die angeführte und keine andere Zusammensetzung besitzen, wird nicht erklärt. Er gibt weiter Formeln an, vermittels deren man aus dem bekannten Kieselsäuregehalt eines solchen Mischlingsgesteins die Menge des in ihm enthaltenen normaltrachytischen (t) und normalpyroxenischen (p) Materials berechnen kann. Bezeichnet man mit

S die Procente der Kieselsäure in einem Mischlingsgestein
s » » » » in der normaltrachytischen Masse t
σ » » » » in der normalpyroxenischen Masse p,

so ist $\frac{s - S}{S - \sigma} = \alpha$, wobei α die Menge von p bedeutet, welche mit einem Gewichtstheil von t gemischt werden muss, um die Zusammensetzung des fraglichen Mischlingsgesteins zu geben. Es lässt sich dieses α zwar aus jedem der Gesteinsbestandtheile berechnen, man wähle dazu aber am zweckmässigsten die Kieselsäure, weil diese am genauesten bestimmt werden kann und auch den am meisten variirenden Bestandtheil in den Gesteinen bildet. Durch den so gefundenen Werth von α sind nun aber die sämmtlichen übrigen Bestandtheile des Mischlingsgesteins bestimmt. Denn nennt man das Gewicht der einzelnen Bestandtheile in einem Gewichtstheil des normalpyroxenischen Gesteins $p_0\ p_1 \ldots p_n$ und ebenso das Gewicht derselben Bestandtheile in der Einheit des normaltrachytischen Gesteins $t_0 t_1 \ldots t_n$, so ergibt sich der Werth aller übrigen Bestandtheile des Mischlingsgesteins aus der Gleichung:

$$1 = \frac{(\alpha p_0 + t_0)}{(\alpha + 1)} + \frac{(\alpha p_1 + t_1)}{(\alpha + 1)} + \ldots\ldots + \frac{(\alpha p_n + t_n)}{(\alpha + 1)}.$$

Bestehen daher wirklich in Island nur zwei grosse unterirdische Herde, welche die vulkanische Thätigkeit stets unterhalten haben, und hat der Inhalt dieser Herde wirklich die Zusammensetzung, welche den oben betrachteten extremsten Gliedern zukommt, so ist die Zusammensetzung aller nicht metamorphischen Felsarten Islands durch einen ihrer Bestandtheile, am besten den Procentgehalt an Kieselsäure bestimmt. Es lassen sich dann zugleich alle Gesteine, welche möglicherweise vorkommen können, ihrer Zusammensetzung nach theoretisch voraus bestimmen. Bunsen weist nun nach, dass die vermittels obiger Formeln berechnete Zusammensetzung von isländischen Mischlingsgesteinen mit der durch directe Analyse gefundenen so auffallend und vollständig übereinstimmt, dass dadurch die Richtigkeit seiner Theorie einen Hauptstützpunkt gewinne; z. B.:

a) Gestein vom Reyjadalr Foss an der Nordrá bei Hvammr (1 t + 7,597 p). b) schwarzgraues krystallinisch-körniges Gestein aus den Umgebungen von Kalmanstúnga (1 t + 5,117 p). c) in Platten abgesonderter Klingstein vom Klettaberg bei Kalmanstúnga (1 t + 0,1325 p).

	a.		b.		c.	
	gefunden	berechnet	gefunden	berechnet	gefunden	berechnet
Kieselsäure	51,75	51,75	53,08	53,08	73,37	73,37
Thonerde u. Eisenoxydul	28,39	28,31	28,70	27,57	17,25	16,09
Kalk	10,49	10,65	9,92	10,16	2,49	2,66
Magnesia	5,90	6,13	5,32	5,81	1,52	1,05
Kali	1,01	0,96	0,61	1,06	3,01	2,90
Natron	2,46	2,20	2,37	2,32	2,35	3,93
	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00

Auch die Zusammensetzung der Lavaströme isländischer Vulkane wird von Bunsen durch dieses Gesetz berechnet. Die grosse Übereinstimmung, welche sich überall auf der Erdoberfläche in den vulkanischen Gebirgsmassen ausspricht, berechtige zu der Vermuthung, dass diese Processe der vulkanischen Gesteinsbildung nicht auf Island beschränkt sind. In der That geben nach Bunsen Analysen der vorwaltend sauren Gesteine des vulkanischen Hochlandes von Armenien für die trachytischen Endglieder genau dieselbe Zusammensetzung, welche die isländischen zeigen: die Zusammensetzung der armenischen Mischlingsgesteine lässt sich durch die für Island gefundene Constitution von t und p berechnen, und die berechneten Analysen stimmen sehr genau mit denen, welche Abich ausführte. Der Gedanke, dass vielleicht alle eruptiven Bildungen der Erdoberfläche aus denselben Quellen ihren Ursprung genommen haben, liege daher nicht fern.

Bunsen's Theorieen gewannen vielen Beifall: Streng (Poggend. Ann. XC. 1853. 103), Kjerulf (Christiania-Silurbecken 1855), Tribolet (Ann. d. Chem. u. Pharm. LXXXV. 258) u. A. führten die auf diese Ideen gestützten Berechnungen auch für zahlreiche andere, namentlich ältere Eruptivgesteine durch, wobei sich ergab, dass auch diese im Allgemeinen eine Zusammensetzung besitzen, welche sich entweder als normaltrachytische, normalpyroxenische oder ein Gemisch beider auffassen lässt. Ja es wurde zeitweilig die Bunsen'sche Theorie sogar dazu angewandt, um über den eruptiven Ursprung eines Gesteins ein Urtheil zu fällen, indem man denjenigen krystallinischen Silicatgesteinen, deren Zusammensetzung sich nach t und p berechnen lässt, deshalb den eruptiven Charakter beilegte, oder ihnen denselben absprach, wenn jene Berechnung nicht auszuführen war. —

Indessen wurden doch auch allerhand Einwendungen laut. Man hielt es für nicht unbedingt gerechtfertigt, wenn aus dem Umstand, dass auf Grund des ermittelten Verhältnisses von t (normaltrachytische Masse) und p (normalpyroxenische Masse) die Zusammensetzung eines Mittelgesteins mit Hintansetzung kleiner Differenzen berechnet werden kann, nun geschlossen wird, dass dasselbe wirklich eine Mischung von t und p ist, oder dass es in der That nur zwei Herde seien, welche für alle Gesteine das Material lieferten. Da es immer, hob Naumann (Geognosie I. 694) hervor, dieselbe Säure, nämlich Kieselsäure ist, mit welcher

dieselben Basen in mancherlei Verhältnissen verbunden sind, so muss sich wohl in vielen Fällen eine solche Mischung aus zwei Grundmassen berechnen lassen, für deren eine fast 77, für deren andere nur 48% Kieselsäure vorausgesetzt werden. Roth führte 1861 den Nachweis, dass doch nicht alle Gesteine sich den Formeln Bunsen's fügen, oder dass es bei manchen eines gewissen Zwanges bedarf, um sie denselben anzupassen (Vorbemerkungen zu den Gesteinsanalysen XII). Die Differenz, welche sich bei ihnen zwischen Analyse und Rechnung ergibt, erreicht bisweilen bedeutende Grössen (z. B. in Summa bei den einzelnen Bestandtheilen ±6,67, ±8,34, ±9,27), namentlich bei den sehr feldspathreichen, hornblende-, augit- und quarzarmen Gesteinen, und zwar bei solchen, bei denen man den Grund derartiger Differenzen weder in einem zersetzten Zustand derselben, noch in einer Alteration ihrer ursprünglichen Masse beim Durchbruch durch kieselige oder kalkige Sedimentärformationen mit Fug zu erblicken vermag. — Weiterhin wurde betont, dass, da man bei der Berechnung eines Mischlingsgesteins von der Kieselsäure ausgeht, diese allemal in Analyse und Berechnung übereinstimmt; mindestens die Hälfte der Procente ist also jedenfalls einmal sichergestellt, Differenzen können daher nicht so scharf hervortreten, als wenn man von einem anderen, weniger vorwaltenden Bestandtheil ausgeht. Gründet man die Berechnung auf die Summe von Thonerde und Eisenoxydul (eine Zusammenfassung, welche um so weniger ganz gerechtfertigt sein dürfte, da offenbar zahlreiche Gesteine auch Eisenoxyd enthalten), so erscheinen zwischen dem gefundenen und berechneten Kieselsäuregehalt Unterschiede bis zu 3,5%. Durch die Vereinigung von Thonerde und Eisen (sowie von Kali und Natron) stellt sich die Übereinstimmung zwischen Theorie und Beobachtung offenbar günstiger dar, als sie in Wirklichkeit ist.

Schon früh lernte man durch weitere Analysen dann auch eine Anzahl von Gesteinen kennen, welche theils saurer als t, theils basischer als p waren und sich daher natürlicherweise wenigstens aus diesen Bunsen'schen Endgliedern nicht berechnen liessen. Tribolet half sich bei der Berechnung des Quarzporphyrs von Dossenheim bei Heidelberg, der 77,92 SiO_2 enthält, dadurch, dass er ihn aus 88,04% normaltrachytischer Masse und 11,96% zugeführter SiO_2 bestehen liess, und vom Rath, welcher in den hornsteinähnlichen Quarztrachyten der Euganeen noch 5% SiO_2 mehr fand als t besitzt, sagte mit einer gewissen Ironie: »Um die Bildung dieser hornsteinähnlichen Trachyte zu erklären, bedürfen wir demnach für das venetianische Vulkangebiet ausser den beiden Herden, dem normaltrachytischen und normalpyroxenischen, durch deren combinirte Thätigkeit die isländischen Gesteine gebildet sein sollen, noch einen dritten Herd, gefüllt mit Kieselsäure; eine solche Annahme möchte sich indessen schwerlich als annehmbar empfehlen« (Z. geol. Ges. 1864. 515).

Schon die Erscheinung, dass der gleiche Kieselsäuregehalt bei sonst ausserordentlich verschiedenen Gesteinen vorkommt, lässt die Mischungstheorie, wenigstens eine solche, bei welcher es sich nur um zwei Grundmagmen handelt, als unannehmbar erscheinen. Ausserdem gibt es aber drei besondere Gruppen von

Eruptivgesteinen, welche sich vermöge ihrer chemischen Zusammensetzung gar nicht in das Bunsen'sche Mischungsgesetz einfügen und ganz draussen stehen: es sind erstlich die sehr olivinreichen Olivingesteine, zwar in hohem Grade basisch, aber dennoch äusserst arm an Thonerde, mit sehr erheblich hohem Magnesiagehalt und nur ganz spärlicher Alkalienmenge; sodann sehr alkalireiche Gesteine von dennoch nur geringem oder mittlerem Kieselsäuregehalt, nämlich einerseits durch grossen Leucitgehalt sehr kalireiche und sodann diejenigen weiter verbreiteten, welche aussergewöhnlich viel Natron enthalten, wie vor Allem die Elaeolithsyenite und Phonolithe mit viel Nephelin, Haüyn, natronhaltigen Pyroxenen u. s. w.; endlich Nephelinite und Nephelintephrite, welche die Eigenthümlichkeit haben, gleichzeitig viel Alkalien und viel zweiwerthige Metalle zu besitzen; z. Th. hat schon Sterry Hunt auf diesen Einwurf gegen Bunsen's Hypothese hingewiesen (Am. journ. sc. 1869 und Geolog. essays 1875. 67). Aus diesen und anderen Erwägungen kommt man offenbar nach dem heutigen Zustand der Kenntnisse mit den zwei Bunsen'schen Endgliedern nicht aus, und es wäre, wie auch Rosenbusch hervorhebt, eine grössere Zahl von Endgliedern und eine noch viel grössere von Mischungsreihen zu construiren, wobei das Hypothetische in ganz ausserordentlichem und solchem Maasse zunimmt, dass diese ganze Annahme daran scheitert.

Gleichwohl darf man die Mängel, welche bei weiterer Verfolgung der Theorie hervortreten, keineswegs ihrem geistreichen Urheber zur Last legen, welchem nur ein sehr spärliches Analysenmaterial von besonders gearteten Gesteinen zu Gebot stand; auch ist sie von Anderen selbständig verallgemeinert und erweitert, sowie auf ein Gebiet hinübergespielt worden, für welches Bunsen sie ursprünglich gar nicht bestimmt hatte. An sie erinnert die gewissermassen analoge, durch zahllose Analysen in ihrer Richtigkeit erprobte Theorie Tschermak's von dem Hervorgehen der kalk- und natronhaltigen Mischlings-Plagioklase aus den beiden extremen Endgliedern, dem Anorthit und Albit.

Etwas anders ist die Ansicht, durch welche Sartorius von Waltershausen die Mischungsverschiedenheit der eruptiven Gesteine zu erklären versuchte. Mit Rücksicht auf die übliche Vorstellung von dem ursprünglichen Zustand der Erdkugel macht das mittlere specifische Gewicht der Gebirgsarten an der Oberfläche und das für die ganze Kugel berechnete specifische Gewicht eine stetig fortschreitende Dichtigkeitszunahme von der Oberfläche gegen den Mittelpunkt hin nothwendig. Die specifisch leichtesten Substanzen, Kieselsäure und Alkalien, sind daher nach der Oberfläche zu verhältnissmässig stärker als im Inneren vertreten, wo bei ihrem Zurückweichen specifisch schwerere Substanzen, Thonerde, Eisenoxyd, Kalkerde und Magnesia, die zwar der Oberfläche nicht fremd sind, in erhöhtem Maasse an ihre Stelle treten. Durch diese gesetzmässige, nach den specifischen Gewichten mit Ausnahmen von kleinen Schwankungen geordnete Beschaffenheit der Materie wird nothwendigerweise bei dem successiven Festwerden der einzelnen Schichten für eine jede derselben ihre mineralogische Ausbildung im Allgemeinen vorgeschrieben. Während in der äusseren Rinde das Material für kieselsäurereichere

Feldspathe mit Quarzausscheidung vorherrscht, kommen in dem Product aus tieferen Schichten nach und nach basische Feldspathe zum Vorschein. Abgesehen davon, dass mit der wachsenden Tiefe die Basen überhaupt gegen die Säure vorwalten, gelangen auch unter ihnen die specifisch schwereren Körper mehr und mehr zur Herrschaft, Thonerde wird durch Eisenoxyd, Alkalien werden immer mehr durch Kalk und Magnesia ersetzt; so bilden sich in dem Material aus den tieferen Schichten Hornblenden, Augite, Magneteisen und Olivine sowie basischere, kalkreichere und dabei alkaliärmere Feldspathe aus. So fänden nach unten alle möglichen Uebergänge in der Silicatconstitution statt, und man würde nach dieser Anschauungsweise aus der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine auf die Gegend ihres Ursprungs, oder auf die Tiefe, aus welcher ihr Material stammt, schliessen dürfen. Bunsen's t und p stellten sich als zwei örtlich weit auseinander liegende Mischungen dar, alle Combinationen t + p als räumlich verschiedene und zwar untereinander liegende Zwischenglieder (Die vulk. Gesteine von Sicilien und Island. 1853. 331).

Die der Bunsen'schen gerade entgegengesetzte Theorie von der Differenzirung einer primären homogenen Masse in verschiedene Spaltungsproducte wurde schon in ihren Grundzügen von Poulott Scrope ausgesprochen (Volcanoes 1825. 21), dann von Ch. Darwin berührt (Volcanic islands 1844. 117) und wiederholt von J. D. Dana (U. S. Explor. exped. Wilkes, vol. X. Geology 1849. 372). Schärferen Ausdruck gewann sie 1857 in einer Abhandlung von Durocher (Annales des mines (5) XI. 217), welcher sich den Vorgang als eine »liquation« oder Saigerung denkt. »Les magmas qui ont produit les roches ignées sont comparables à des bains contenant à l'état de fusion plusieurs métaux, et qui, en se figeant, se partagent en des alliages divers, suivant les circonstances de leur solidification, lors même que le bain primitif offrait la même composition.« Die sog. Trachytporphyre (Rhyolithe) stellen sich unter den jüngeren Eruptivgesteinen als relativ übermässig sauer, die Phonolithe als verhältnissmässig sehr basisch dar und beide sollen daher Resultate eines Saigerungsprocesses sein, Spaltungsproducte des in der Mitte stehenden Trachyts. »Il est vraisemblable que le phonolithe et le porphyre trachytique ne sont que les deux produits opposés d'une liquation qui s'est opérée au sein de la masse fluide: ce sont comme les deux alliages inverses dans lesquels on voit si souvent se partager un bain métallique.« Mische man beide, so erhalte man das normale magma siliceux. — Allerdings wird der Ausdruck Liquation, Saigerung, gewöhnlich nur auf den Vorgang angewandt, dass aus festen gemengten Massen durch erhöhte Temperatur das flüssig Werdende ausgesondert wird und nicht auf den Zerfall einer bis dahin homogenen Schmelzmasse in chemisch verschiedene Schmelzflusstheile, wie Durocher im Sinne hatte, wenn er den Process mit der bei der Erstarrung einer geschmolzenen Masse erfolgenden Ausbildung in zwei Legirungen verglich.

Durocher verbindet damit die Ansicht, dass chemisch identische Gesammtmagmen nicht allemal in dieselben Theilmagmen zu zerfallen brauchen. Gegen die Richtigkeit dieses letzteren Satzes hat sich später Rosenbusch ausgesprochen;

zur Zeit als er aufgestellt wurde, schiene er eine gewisse Berechtigung besessen zu haben, die wir ihm heute bestreiten müssten; die letzte Consequenz desselben wäre, dass wir aus der Bauschanalyse eines Gesteins seine mineralogische Zusammensetzung nicht erkennen könnten. Zu diesen Ausführungen passt wenig das Zugeständniss, dass wechselnde physikalische und chemische Verhältnisse auch die Mineralbildung im krystallisirenden Magma beeinflussen können (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 152). J. Roth ist mit vollem Recht für jenen Satz von Durocher eingetreten und hat dabei u. a. hervorgehoben, wie Experimente zeigen, dass ein Magma von bestimmter Zusammensetzung bald zu diesen, bald zu anderen Mineralaggregaten erstarren könne (Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 8); vgl. auch S. 656. Wenn Rosenbusch im Anschluss sagt, dass in letzter Instanz und hauptsächlich die mineralogische Zusammensetzung eines Eruptivgesteins durch dessen chemische Constitution bedingt sei, so ist dies gar nicht zweifelhaft, hat aber mit dem Vorstehenden nichts zu thun: der Mineralbestand muss ganz natürlich im Rahmen der chemischen Bauschanalyse bleiben, aber es ist nicht ausgeschlossen, dass er innerhalb desselben variirt. Übrigens leitet auch Rosenbusch selbst aus demselben »Kern« Gesteine ab, welche aus Sodalith-Elaeolith-Orthoklas, oder aus Nephelin-Sanidin, oder aus Leucit-Nephelin-Haüyn-Sanidin bestehen.

1869 sprach auch J. Roth die Ansicht aus, dass bei plutonischen, d. h. aus feurigem Fluss erstarrten Gesteinen Spaltung oder Differenzirung in mineralogisch verschiedene Gesteine eintreten könne, wobei er nur Erscheinungen an der Erdoberfläche, nicht auch Vorgänge im Erdinneren im Sinne hatte und als Ursache das kleinere Volumen und die daraus folgende schnellere Abkühlung anführte (Abh. Berliner Akad. 1869. 172). Was hier und weiter von Roth als Spaltungsgesteine eines wesentlich einheitlichen Magmas aufgeführt wurde, z. B. das Auftreten von Hornblendegranit, Syenit, Diorit, Quarzdiorit, Augitbiotitgabbro innerhalb des Granits, dies ist von Anderen später als »Facies« bezeichnet worden.

In einer Abhandlung über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 144) geht Rosenbusch davon aus, dass, wenn chemische Gesetze bestehen, nach welchen Gesammtmagmen, in letzter Instanz ein Urmagma, in Theilmagmen zerfallen, dieselben muthmasslich in den Beziehungen der Metallatome der Magmen zu einander am schärfsten zum Ausdruck gelangen werden. Nach der Berechnung der Molekularproportionen eines Gesteins (vgl. S. 654) wird die Gesammtsumme der in der Gewichtseinheit des Gesteins enthaltenen Moleküle unter dem Begriff der »Zahl« aufgeführt. Weiterhin werden aus den Molekularproportion-Werthen die Verhältnisszahlen der in der Gewichtseinheit des Gesteins enthaltenen Metallatome gewonnen, deren Summe mit MAZ bezeichnet wird; um die Werthe von MAZ vergleichbar zu machen, werden sie auf 100 umgerechnet. Sodann werden die in der Gewichtseinheit des Gesteins vorhandenen Metall- und Sauerstoffatome berechnet, deren Summe AZ, die »Atomzahl des Gesteins« heisst; diese Atomzahl sei charakteristisch für ein bestimmtes Gestein. Folgendes Beispiel erläutert das Verfahren für den Elaeolithsyenit von Ditró, spec. Gew. 2,48.

1) die ursprüngliche Analyse auf 100 berechnet.
2) die Berechnung der Molekularproportionen, die Werthe verhundertfacht; die »Zahl« ist 143,465.
(2a) die Molekularproportionen auf 100 umgerechnet).
3) die Berechnung von MAZ (190,895) aus 2.
4) die Reduction von MAZ auf 100.
5) die Berechnung von AZ (479).

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	
1)	56,69	24,31	2,00	0,69	0,13	6,84	9,34	
2)	94,48	23,83	1,25	1,23	0,325	7,28	15,07	Summe = 143,465
(2a)	65,7	16,6	0,9	0,9	0,2	5,1	10,5 = 100)	
3)	94,48	47,66	3,75	1,23	0,325	14,56	30,14	Summe MAZ = 190,895
4)	49,49	24,97	1,31	0,64	0,17	7,63	15,79 = 100	
5)	283,44	119,15	6,25	2,46	0,65	21,84	45,21	Summe AZ = 479.

Nach solchen Gesichtspunkten und Berechnungen versucht Rosenbusch die Gesteine in verschiedene Gruppen zu zerlegen, von denen nach ihm die einen das Maximum der Spaltungsfähigkeit erreicht zu haben scheinen, indem in diesen Magmen bis zum fast vollständigen Ausschluss anderer Metalle ein bestimmter Kern herrsche, während die anderen als ein noch nicht vollständig in die betreffenden Kerne getrenntes Urmagma aufzufassen seien. Im Folgenden ist versucht worden, die Hauptsache seiner Ausführungen wiederzugeben.

Das Foyaitmagma (φ), repräsentirt durch Elaeolithsyenite, Phonolithe, Leucitophyre ist ein fast reiner Kern von der Formel $(Na,K)AlSi_2$, in welchem Mg, Ca und Fe bis zum Verschwinden zurücktreten und zwischen Alkalimetallen, Al und Si sehr nahe das Verhältniss 1 : 1 : 2 herrscht. Dieses Magma scheint nicht weiter spaltungsfähig zu sein. Der genannte Kern liefert bei der Krystallisation seiner Oxyde die Alkalithonerdesilicate Nephelin, Leucit, Orthoklas (auffallend ist es, worauf Rosenbusch nicht hinweist, dass sich hier nie Albit bildet). — An dieses Magma schliessen sich durch Vermittelung der chemisch sehr nahestehenden Augitsyenite und Rhombenporphyre die granitischen Magmen γ an, welche in kalkarmen Graniten, Syeniten, Quarzporphyren und Keratophyren, Rhyolithen und Trachyten vorkommen; in ihnen ist $Na + K > Ca$, mit dem Sinken von Si steigt Al und Ca. Abgesehen von den kleinen Mengen Fe und Mg ist hier das Verhältniss von $(Na + K) : Al$ im Allgemeinen nicht 1 : 1, nähert sich aber dieser Proportion, je mehr sich Si dem für das Magma φ charakteristischen Werth 50 nähert, unter welchen es nirgends fällt. Dies führt zur Vermuthung, dass hier ebenfalls das Magma φ vorliegt, aber mit einem Überschuss an Si, dass also gewissermassen eine Lösung von Si in $(Na,K)AlSi_2$ in dem metallischen Kern dieser Magmen anzunehmen sei; γ wäre daher $\varphi + x\,Si$. Aus diesem Magma kann Quarz abgeschieden werden, um so mehr, je mehr überschüssiges Si über das Verhältniss $Al : Si = 1 : 2$ vorhanden ist.

In den Biotitgraniten, Hornblendegraniten, Augitgraniten, Syeniten und dioritischen Gesteinen nebst ihren porphyrischen Ergussformen bleibt Ca zwar noch unter $(Na + K)$, aber gelangt doch zu grösserer Bedeutung und wird dem-

entsprechend auch von grösseren Mengen Mg und Fe begleitet. Diese Magmen, in denen (Na + K) > Ca und Ca < 4 Ca ist, werden als granitodioritische Magmen δ bezeichnet; es sind keine reinen, sondern gemischte Magmen. In einigen derselben überschreitet der Kalkgehalt das Verhältniss Na + K + 2 Ca : Al = 1 : 1. Neben dem Kern (Na + K) Al Si_2 (Foyait) muss also auch der (schon in den γ-Magmen in geringer Menge vorhandene) Kern Ca $Al_2 Si_4$ zugegen sein und in denjenigen, in welchen das angegebene Verhältniss überschritten wird, muss ausserdem noch ein thonerdefreier Kern Ca Si oder Ca Mg Si_2 existiren. Die beiden erstgenannten Kerne (Na, K) Al Si_2 und Ca $Al_2 Si_4$ schwanken in ihrem Verhältniss von 1 : 3,5 bis 1 : 1 und zwar nimmt mit der Überhandnahme des letzteren auch die Fähigkeit, freie Kieselsäure zu lösen ab, dagegen wächst die Fähigkeit, eine Al-freie Verbindung Mg Si oder Fe Si zu lösen, welche letzteren in den Magmen φ und γ bis auf kleine Spuren fehlen. Diese Magmen δ sind leicht weiter spaltungsfähig, und so finde man mit ihnen im geologischen Zusammenhang so häufig Aplite mit vorherrschendem Kern (Na, K) Al Si_2 sowie Kersantit- und Minettegänge mit vorherrschendem Kern Ca $Al_2 Si_4$.

Bei den noch übrigen Gesteinen ist fast durchweg Ca > (Na + K), der in φ, γ und δ herrschende oder doch sehr reichlich vorhandene Metallkern (Na, K) Al Si_2 tritt mehr und mehr in den Hintergrund. Der Kern Ca $Al_2 Si_4$ wird hier das hauptsächlich bestimmende Glied in der Zusammensetzung. Diese Magmen lassen sich trennen nach dem Gehalt an Mg. Diejenigen, in denen Mg < (Ca + Na + K), begreifen basische Diorite, Gabbros, Porphyrite, Melaphyre, Diabase, Andesite und manche Basalte und werden als Gabbromagmen ψ zusammengefasst; ihre Grenze gegen die Magmen δ ist etwas unsicher. Ein Steigen des Al ist mit sinkendem Si nicht wahrzunehmen. Diese Magmen ψ vermögen Si nicht mehr oder doch nur in sehr geringem Grade zu lösen. Diese als sehr gemischt zu bezeichnenden Magmen enthalten neben dem Kern Ca $Al_2 Si_4$ noch in procentarisch (aber nicht atomistisch) geringer Menge den Kern (Na, K) Al Si_2 und in grosser Menge Kerne von der Zusammensetzung Ca Si, Mg Si, Fe Si; ausserdem aber mag in manchen der SiO_2-ärmeren Magmen noch der Olivinkern R_2 Si vorkommen. (Auffallend ist es, dass sich aus den ψ-Magmen der Kern (Na, K) Al Si_2 nicht abspaltet.) — Auch hier existiren vermittelnde Glieder, welche hinüberführen zu den Peridotitmagmen π; letztere, wozu Olivinnorite, Pikritporphyrite, Basalte, Limburgite, Melilithbasalte, Dunite gezählt werden, besitzen eine dem vorigen Magma entsprechende Zusammensetzung, aber mit grösserem Kern R Si oder R_2 Si und führen zuweilen noch freies Metall. So ist diese Gruppe charakterisirt durch die Herrschaft der in den früheren Gruppen nur untergeordnet auftretenden Al-freien Metallkerne (was allerdings für die Hauptmasse der Feldspathbasalte nicht zutrifft). Mit dem Al verschwinden die Alkalimetalle und zuletzt auch sehr rasch der Kalk, alle Verhältnisse werden beherrscht durch den Antagonismus des Mg und Al. — Schliesslich bleibt noch eine Gruppe von Gesteinen, welche sich gleichzeitig durch hohen Gehalt an Al, Na + K und Ca und geringen Si-Gehalt auszeichnen, die Nephelintephrite,

Nepheliuite, Augitite. Sie werden ϑ-Magmen (von Therolith) genannt und sind derart, dass sie sich wegen eines allzuhohen Al-Gehaltes nicht durch die bisher aufgeführten Kerne deuten lassen. Sie stellen sich durch ihren hohen Alkaligehalt neben das Magma φ; in ihnen reicht das Si nicht aus, um das Al nach Art der feldspathbildenden Kerne $(Na, K)AlSi_2$ und $CaAl_2Si_4$ zu binden. Zu ihrer Deutung bleiben drei Annahmen: entweder stecke darin ausser den Kernen RSi und R_2Si noch der (Spinell-) Kern RAl_2 oder andererseits derjenige RAl_2Si; oder schliesslich werden diese Magmen zusammengesetzt aus dem Kern $NaAlSi$ (Nephelinkern) gemeinschaftlich mit $CaAl_2Si_2$ (Anorthitkern), wobei Rosenbusch die letztere Deutung bevorzugt, weil das Al der Gesteine durchweg in einem Feldspathkern gebunden sei.

Die Atomzahl (s. oben) sei charakteristisch für ein bestimmtes Gestein. Die höchsten Atomzahlen sollen die φ-Magmen besitzen, ihnen gleich kommen die γ-Magmen, dann folgen die δ-Magmen, hierauf die ψ- und ϑ-Magmen und die niedrigsten Atomzahlen besitzen die π-Magmen (vgl. unten). Die Metallatomzahlen MAZ seien fast alle angenähert gleich und daher besitzen alle Eruptivgesteine eine gleiche (oder nahezu gleiche) Anzahl von Metallatomen. — Als »Kerne« sind aufgeführt: $(Na, K)AlSi_2$ — $CaAl_2Si_4$ — $CaSi$, $MgSi$ und $FeSi$ sowie $CaMgSi_2$ — R_2Si — RAl_2 — Si — $NaAlSi$ und RAl_2Si als fraglich.

Rosenbusch glaubt aus seinen Darlegungen ableiten zu können, dass die den Eruptivgesteinen zu Grunde liegenden Magmen durch Spaltung eines Urmagmas entstehen, bei welcher in nahezu vollkommener Reinheit das Magma φ den Metallkern $(Na, K)AlSi_2$, das Magma π denjenigen R_2Si beziehungsweise RSi enthält. Aus dem nahezu vollständigen Fehlen der zweiwerthigen Metalle in dem ersteren und der Thonerdefreiheit des letzteren gehe hervor, dass diese Legirungen oder Verbindungen offenbar in einander unlöslich seien. Der Alkalifeldspathkern $(Na, K)AlSi_2$ besitzt die Fähigkeit und Neigung Si zu lösen und liefert dadurch die rein granitischen Magmen γ. Überdies dürfe man nach seiner Auffassung dem genannten Kern die Fähigkeit zuschreiben, sich in wechselnden Mengen mit einem Metallkern $CaAl_2Si_4$ gegenseitig zu lösen. Je nach den relativen Mengen dieser beiden wichtigsten Kerne entstehen aus ihren Lösungen die granitodioritischen Magmen δ und die Gabbromagmen ψ. — »Es ist kaum anders anzunehmen, als dass durch die ersten Hauptspaltungen eines Urmagmas die Theilmagmen entstehen, welche uns in geologischer Gestaltung in den Tiefengesteinen vorliegen. In diesen werden weitere, man könnte sagen, secundäre Spaltungen sich vollziehen, deren Producte wir in den zugehörigen Ergussgesteinen haben.« Dieser letzteren Vorstellung steht die früher (S. 146 der Abh.) ganz richtig angeführte Thatsache gegenüber, dass im stofflichen Bestande der Tiefengesteine und der ihnen aequivalenten Ergussmassen (z. B. Granit einerseits. Quarzporphyr und Rhyolith andererseits) »schwerwiegende Verschiedenheiten« nicht vorhanden sind.

Die Abhandlung von Rosenbusch verfolgt zwar Anfangs die Tendenz, nachzuweisen, dass die Annahme von der »Mischung zweier präexistenter räumlich

gesonderter und im Maximum stofflich verschiedener Magmen« aufgegeben, und diejenige der »Spaltung eines ursprünglich einheitlichen Magmas« adoptirt werden müsse. Im Verlauf aber wird die reine Spaltungstheorie nicht alleinig durchgeführt, sondern neben den Spaltungen eines Magmas in sog. Kerne ist vielfach von einer gegenseitigen Mischung von Kernen, von der Aufnahme von Kernen in Kerngemische, von Mittelgliedern zwischen den Magmen, von der Aufnahme freier Kieselsäure in gewisse Kerne die Rede, so dass hier eigentlich eine Aufeinanderfolge von Spaltung und Mischung postulirt wird. Insofern kommt die Theorie der Vorstellung nicht zu Hülfe, als, abgesehen von dem φ-Magma, nirgends darauf hingedeutet wird, wie man sich die Kerne zu denken habe, ob als Substanzen, welche, wenn sie auch nicht zu unserer Beobachtung gelangen, dennoch räumlich für sich, oder ob sie nur in Mischung mit anderen Kernen existiren.

In einer in Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 1 veröffentlichten Abhandlung hat sich J. Roth als entschiedener Gegner der Theorie von Rosenbusch bekannt. Er bemängelt zuerst die von Letzterem getroffene Auswahl der zu Grunde gelegten Gesteine, welche ihm nicht glücklich scheint, indem von den 63 erwählten mindestens 10 bereits so stark verändert, die Analysen theilweise so unvollständig, die Gesteine theilweise so locale Vorkommnisse seien, dass sie sich seiner Ansicht nach zum Aufbau einer Theorie nicht eignen. Überall ist wasserfreie Substanz berechnet, dabei für die nicht in Rechnung gestellte Titansäure, Phosphorsäure, Kohlensäure niemals Basis abgezogen. Die Oxydationsstufe des Eisens wird bei Rosenbusch gar nicht in Betracht gezogen. Roth weist nach, dass die Zahlen von AZ und MAZ für die Theorie der Eruptivgesteine keinen Belang haben können. Da AZ für Kieselsäure wie für Magnesia 500 beträgt, so muss dieselbe Zahl gelten für alle ihre Combinationen, also für SiO_2, $MgO + SiO_2$, $10 MgO + SiO_2$, $10 SiO_2 + MgO$ u. s. w., d. h. ins Mineralogische übersetzt: 100 Gewichtstheile Quarz, Enstatit, Olivin, Talk, Serpentin (deren Substanz stets als wasserfrei berechnet wird) liefern für AZ denselben Werth, nämlich 500. Da ferner AZ für Thonerde = 490, für Natron = 484 sich von 500 wenig entfernt, so bewirkt Anwesenheit und namentlich grosse Quantität von Thonerde und Natron für AZ der Silicate nur geringe Abweichungen von 500. Gleiche Gewichtsmengen von Andesin und Nephelin bedeuten für AZ dasselbe, ebenso gleiche Gewichtsmengen von Orthoklas und Anorthit. Ein Orthoklas mit 1,5 Kali und 1 Natron liefert für AZ dieselbe Zahl wie Labradorit. Sehr verschieden zusammengesetzte Gesteine (z. B. Dunit von Dun Mts, Albanygranit aus New-Hampshire, Elaeolithsyenit von Ditró, Dacit von Nagy Sebes, Phonolith von Fernando Noronha, Trachyt von der Scarrupata, felsitischer Rhyolith von Vichnye, alle 479) ergeben daher für AZ dieselbe Zahl und dieselbe sei somit für keine Gesteinsgruppe charakteristisch, die ihr zugeschriebene Bedeutung existire nicht (nach den von Rosenbusch als Beispiele angeführten Analysen betragen ihre Werthe bei den Magmen φ 473 bis 482, γ 457 bis 496, δ 460 bis 480, ψ 433 bis 460, π 435 bis 477, ϑ 459 bis 465). Ganz übereinstimmendes

gilt, was die Bedeutung und den Werth von MAZ anbetrifft, auch kann Roth irgend welche Beziehungen zwischen AZ und MAZ nicht erkennen. — Die versuchte Herausentwickelung der »Kerne« wird von Roth einer sehr eingehenden rechnerischen Kritik mit abweisendem Resultat unterzogen, bezüglich deren Detail auf die Abhandlung selbst verwiesen werden muss. Schon der Foyaitkern, der übrigens in seiner metallischen Form so elastisch ist, dass man damit jedes Mengenverhältniss von Orthoklas, Nephelin, Leucit, Sodalith berechnen kann, lässt sich nur halten, wenn man Kali und Natron zusammenwirft, und davon wäre dann die Consequenz, dass man Thonerde und Eisenoxyd, andererseits Eisenoxydul, Magnesia und Kalk als gleichwerthig in denselben Kern presste, da sie in Silicaten ebenso neben einander auftreten, wie Kali und Natron. Weiterhin wird an einer grossen Menge von Beispielen gezeigt, dass die Voraussetzungen und Annahmen von Rosenbusch den sehr genauen Berechnungen Roth's nicht entsprechen, dass sie häufig willkürlich sind und dass bei der Annahme der Kerne vielfach ganz undeutbare Reste übrig bleiben. Bei den noch relativ am besten charakterisirten Foyaiten kommen ausser den Kernen schon undefinirbare Reste von 6—27 % vor. Die Ableitung der Biotite, thonerdehaltigen Augite und Hornblenden aus den angenommenen Kernen müsste eine recht künstliche sein, eisenoxydhaltige Mineralien können aus den Kernen überhaupt nicht abgeleitet werden. — Abgesehen von diesen Einwürfen birgt die Theorie noch eine ganze Menge von Fragen, welche durch sie selbst unerledigt bleiben, wie z. B., weshalb der Kern $CaAl_2Si_4$ nicht wie diejenigen (Na, K) $AlSi_2$ und R_2Si auch seinerseits fast rein vorkommt, weshalb nicht auch er wie (Na, K) $AlSi_2$ die Fähigkeit hat, Si zu lösen, weshalb sich (Na, K) $AlSi_2$ einerseits und R_2Si oder RSi andererseits nicht auch gegenseitig lösen, weshalb sich aus den ψ-Magmen nicht auch wie aus den δ-Magmen der Kern (Na, K) $AlSi_2$ abspaltet u. s. w.

In einer Abhandlung: Versuch einer Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestande (Min. und petr. Mitth. XII. 1891. 199) geht H. O. Lang davon aus, dass die früheren Eintheilungen zu grosses Gewicht auf den Kieselsäuregehalt gelegt hätten und dass, weil die Eruptivgesteine wesentlich Feldspathgesteine seien, bei der Vergleichung der Analysen nothwendig das Augenmerk auf die »wichtigsten Feldspathstoffe«, Kalk, Natron und Kali gelegt werden müsse; »neben diesen Basen die Thonerde besonders in Betracht zu ziehen, erscheine überflüssig«, die Magnesia sei eine recht unbeständige Grösse. So werden nun aus den Eruptivgesteinen chemische Typen hergestellt, wobei zuvörderst für die einzelnen Localvorkommnisse (nach Gesichtspunkten, welche von Willkür nicht frei sind) Mittelwerthe aus den vorhandenen Analysen gezogen werden; nach der Übereinstimmung oder Annäherung zunächst im procentarischen Verhältniss von $CaO : Na_2O : K_2O$ und dann in der Kieselsäureprocentmenge werden diese Typen zu Gruppen versammelt und aus deren Mittelwerthen wird wiederum ein durchschnittlicher »chemischer Gruppentypus« ermittelt. Je nachdem eines oder zwei Glieder jenes Basenverhältnisses vorwiegen, ergeben sich vier Hauptclassen:

I. Gesteine der Kali-Vormacht: Menge von K_2O ebenso gross oder grösser als die Summe von $CaO + Na_2O$.
   1) Menge des Na_2O grösser als die des K_2O.
   2) Menge des CaO grösser als die des Na_2O.

II. Gesteine der Natron-Vormacht: Menge des Na_2O ebenso gross oder grösser als die Summe von CaO und K_2O.

III. Gesteine der Alkalien-Vormacht: $Na_2O + K_2O$ ebenso gross oder grösser als CaO, ohne dass Na_2O oder K_2O für sich grösser ist, als die beiden anderen Verhältnissglieder.
   1) K_2O grösser als Na_2O und auch als CaO.
   2) K_2O und CaO angenähert gleich gross und grösser als Na_2O.
   3) K_2O und Na_2O angenähert gleich gross und grösser als CaO.
   4) Na_2O grösser als K_2O und auch als CaO.
   5) Na_2O und CaO angenähert gleich gross und grösser als K_2O.
   6) CaO grösser als Na_2O und auch als K_2O.

IV. Gesteine der Kalk-Vormacht: CaO grösser als die Summe von Na_2O und K_2O.
   1) K_2O grösser als Na_2O.
   2) Na_2O grösser als K_2O.

Die einzelnen Gruppen und Gruppentypen müssen a. a. O. nachgesehen werden. Blos die Feldspathe berücksichtigen und sämmtliche andere Gemengtheile ausser Betracht lassen zu wollen, ist principiell ungerechtfertigt; doch wird auch dieser Grundsatz dadurch durchbrochen, dass das CaO ebenfalls manchen anderen nicht feldspathigen Mineralien zukommt. Eine grössere Bedeutung für die Einsicht in den chemischen Zusammenhang der Eruptivgesteine kann diesen Ausführungen Lang's nicht zugesprochen werden; indem ganz einseitig CaO, Na_2O, K_2O berücksichtigt, Al_2O_3, MgO, die Eisenoxyde ausser Betracht bleiben, geschieht es als etwas ganz Gewöhnliches, dass unter den einzelnen zu einer Gruppe zusammengerathenen Gesteinen Differenzen von je 12—16% für SiO_2 und Al_2O_3 vorkommen und so hat denn der als Mittelwerth berechnete »Gruppentypus« nur eine imaginäre Bedeutung. Als Drachenfelstypus sind vereinigt (zu III. 4 gehörig) ein Granit von Syene mit 70,85 SiO_2, 12,20 Al_2O_3, 1,79 CaO und ein Leucitgestein vom Laacher See mit 48,79 SiO_2, 18,57 Al_2O_3, 5,56 CaO, weil der erstere $CaO:Na_2O:K_2O = 1:2,5:2$, das letztere $= 1:1,5:1,2$ besitzt. In dem Typus: Puy-Andesit erscheint ein Gestein mit 1,51, ein anderes mit 14,03% (Fe, Mn, Mg)O. Zum »Norit-Dolerit« (zu IV. 2) ist gestellt der Dolerit von der Löwenburg mit 54,11 SiO_2, 27,14 Al_2O_3, 5,05 (Fe, Mg)O und der Palaeopikrit von Burg mit 40,37 SiO_2, 14,62 Al_2O_3 und gar 29,97 (Fe, Mg)O, weil jene anderen Verhältnisse angenähert übereinstimmen. Grössere chemische Discrepanzen lassen sich kaum zusammenführen. Ein weiteres Gebrechen haftet diesem Versuch darin an, dass blos das procentarische Verhältniss von $CaO:Na_2O:K_2O$ berücksichtigt wurde, gar nicht das relative Maass ihrer Bethei-

ligung am Gestein; so findet man z.B. in der Gruppe Ätnabasalt ein Gestein, in welchem jenes Verhältniss = 4,8:1,2:1, ein anderes, in welchem es = 9:3:1, ein drittes, in dem es = 29:10:1 ist, weil hier $CaO > (Na_2O + K_2O)$ und $Na_2O > K_2O$.

Die Theorieen von Bunsen, S. v. Waltershausen, Durocher, Rosenbusch sind ausführlich erörtert in einer Abhandlung von Iddings »the origin of igneous rocks« (Bull. philos. soc. Washington XII. 1892. 89). Indem er die »Kerntheorie« nicht anerkennen möchte, spricht er sich dafür aus, dass ein Urmagma sich in verschiedene einzelne abweichend beschaffene Magma-Reservoirs gespalten habe und dass diese dann weiter zu den verschiedenen Gesteinsmischungen differenzirt worden seien. Die Abstammung aller Erstarrungsgesteine eines Eruptivdistricts aus einem gemeinsamen Magma bezeichnet er als Consanguinity derselben. Er sucht diese »Blutsverwandtschaft« auch zu begründen durch mineralogische Charaktere, wobei aber nicht viel mehr hervorgehoben wird, als die Thatsache, dass in manchen Gruppen vulkanischer Gesteine (Great Basin, pacifische Küste von Nordamerika, Centralamerika, Theile der Anden, Ungarn) der Hypersthen gleichmässig durch die sonst mineralisch und chemisch recht abweichenden Glieder verbreitet ist, durch Basalte, Andesite, Dacite bis in Rhyolithe hinein, während das Mineral in anderen vulkanischen Gegenden (Siebengebirge, Auvergne, Böhmen) gar nicht gefunden werde. Sodann macht er noch auf die locale Verbreitung quarzführender Basalte aufmerksam. Was als chemische Belege für die Consanguinität von Iddings beigebracht wird, muss als sehr wenig erweisend gelten, und so kann man in der That nicht zustimmen, wenn er behauptet, dargethan zu haben, »that the igneous rocks in one region or about one centre of eruption which belong to an era of volcanic activity exhibit characteristics which serve to identify them as belonging to a connected group«.

Insbesondere durch Lagorio besitzt man eine Anzahl von Analysen einerseits der Bauschzusammensetzung des Gesteins, andererseits der an dem letzteren betheiligten (isolirten) Glasbasis; dieselben folgen unter 1—16 incl. — Sodann liegen einige Analysen vor, ebenfalls von Lagorio veranstaltet, welche sich für ein und dasselbe Gestein sowohl auf die Bauschzusammensetzung als auf diejenigen der hier sphaerolithisch ausgebildeten Grundmasse beziehen (17, 18, 19). — Endlich existirt eine Anzahl vorwiegend älterer Analysen, welche die Bauschzusammensetzung eines porphyrischen Gesteins und sodann die Zusammensetzung seiner ganz oder wenigstens zum allergrössten Theil krystallinisch ausgebildeten Grundmasse betreffen. Diese drei Fälle scheint man zweckmässig zunächst auseinanderzuhalten. Indem die gezogenen Schlüsse nur an das vorliegende Material anknüpfen können, ist es nicht unmöglich, dass durch weitere Analysen eine gewisse Correctur derselben bedingt wird. Die Analysen sind nach abnehmendem SiO_2-Gehalt geordnet.

1) Rhyolithpechstein, Hliniker Thal, Ungarn, mit Quarz, Feldspath, Glimmer. — 1 a) Glasige Basis daraus (L.).
2) Sphaerolithführender Perlit, Hlinik, mit Plagioklas und Biotit. — 2 a) Glasgrundmasse desselben (L.).
3) Dacit, Lassen's Peak, Californien. — 3 a) Glasbasis daraus (Hague und Iddings).
4) Trachyt, Monte Amiata, Toscana. — 4 a) Glasbasis daraus (L.).
5) Dioritischer Pechstein, Rasta bei Recoaro, mit Glimmer, Hornblende, Plagioklas. — 5 a) Glasbasis daraus (L.).
6) Augitandesit, Bohunitz, Ungarn. — 6 a) Glasbasis daraus (L.).
7) Hypersthenandesit, Mount Shasta, Californien. — 7 a) Glasige Basis daraus (Hague und Iddings).
8) Noritporphyrit, Carhope, Cheviot-District. — 8 a) Glasige Basis daraus (Petersen).
9) Sog. Augitandesit, Armathwaite-Dyke, Cumberland. — 9 a) Glasbasis daraus (Teall).
10) Augitandesit, Merapi, Java. — 10 a) Glasbasis daraus (L.).
11) Augitandesit, Irazu, Costarica. — 11 a) Basis daraus mit etwas Augit- und Feldspathmikrolithen (L.).
12) Glasreicher Feldspathbasalt, Schwarzenfels, Rhön. — 12 a) Glasbasis daraus (L.).
13) Leucitlava vom Vesuv. — 13 a) Glasbasis daraus (L.).
14) Monchiquit, Brasilien, mit Pyroxen, Amphibol, spärl. Olivin und Glas (hält noch 0,99 TiO_2, 0,45 CO_2). — 14 a) Glasbasis daraus (Hunter).
15) Dolerit, Plateau de la Croix-Morand, Mont Dore. — 15 a) Glasbasis daraus (L.).
16) Magmabasalt (Limburgit), Kaiserstuhl. — 16 a) Glasbasis daraus (L.).

	1	1 a	2	2 a	3	3 a	4	4 a
Kieselsäure	72,98	72,60	71,39	72,52	69,36	76,75	67,30	72,44
Thonerde	14,13 (Thonerde + Eisenoxyd)	13,86	15,57	13,53	16,23	12,32	20,75 (Thonerde + Eisenoxyd)	16,28
Eisenoxyd					0,88	1,36 (Eisenoxyd + Eisenoxydul)		
Eisenoxydul	—	—	—	—	1,53		—	—
Kalk	1,43	0,39	1,29	0,89	3,17	1,18	2,63	0,59
Magnesia	0,17	0,25	0,51	0,17	1,34	—	1,05	0,20
Kali	3,45	4,28	5,43	5,52	3,02	3,98	4,60	6,49
Natron	3,44	3,81	2,28	2,08	4,06	3,55	2,75	2,12
Glühverlust	3,85	4,55	3,95	4,45	0,45	0,54	0,34	1,35
	99,45	99,74	100,42	99,16	100,04	99,68	99,42	99,47

	5	5 a	6	6 a	7	7 a	8	8 a
Kieselsäure	62,71	69,41	62,30	66,98	62,00	69,94	61,17	66,25
Thonerde	15,26	14,18	17,45	16,55	17,84	15,63	16,87	13,59
Eisenoxyd	3,58	2,08	5,50	3,50	4,40 (Eisenoxyd + Eisenoxydul)	1,89	2,10	3,11 (Eisenoxyd + Eisenoxydul)
Eisenoxydul	—	—	—	—			2,94	
Kalk	4,77	1,91	4,20	2,84	5,37	2,49	4,86	2,75
Magnesia	1,82	0,48	1,21	0,62	2,61	0,28	3,00	0,28
Kali	1,41	2,21	2,90	3,26	1,47	2,85	1,81	4,95
Natron	3,71	3,81	2,95	2,19	4,29	3,83	2,67	2,25
Glühverlust	5,87	6,51	2,70	2,99	1,66	3,25	3,09	5,89
	99,13	100,59	99,21	98,93	99,67	100,16	98,51	99,08

	9	9a	10	10a	11	11a	12	12a
Kieselsäure . .	58,07	70,76	57,76	65,05	56,73	59,22	52,87	52,68
Thonerde. . .	13,22	10,93	18,39	17,60	20,44	21,34	16,36	18,28
Eisenoxyd . .	} 10,10	3,59	7,54	3,10	5,71	4,13	10,87	9,43
Eisenoxydul .			—	—	—	—	—	—
Kalk	7,04	3,29	6,21	3,58	7,23	6,63	7,94	8,04
Magnesia . . .	4,46	4,21	3,34	1,05	2,58	2,34	5,23	4,68
Kali	1,58	} 7,22	2,61	4,16	2,45	2,89	0,96	1,15
Natron	2,59		3,63	3,54	3,73	3,63	3,64	3,86
Glühverlust. .	1,50	—	0,94	1,56	0,54	0,58	1,22	1,02
	98,56	100,00	100,89	99,64	99,41	100,76	99,09	99,14

	13	13a	14	14a	15	15a	16	16a
Kieselsäure . .	47,25	51,92	46,48	53,43	44,27	44,87	40,48	40,61
Thonerde. . .	18,17	18,50	16,16	20,86	} 29,82	33,35	8,93	} 34,78
Eisenoxyd . .	9,23	7,34	6,17	2,61			20,05	
Eisenoxydul .	—	—	6,09	—	—	—	—	—
Kalk	8,65	4,32	7,35	1,14	11,69	6,51	13,03	7,25
Magnesia . . .	3,74	2,68	4,02	0,29	5,83	2,50	11,12	5,15
Kali	7,15	7,17	3,08	2,51	1,94	3,78	1,26	3,50
Natron	3,93	6,83	5,85	11,63	3,29	5,18	2,05	3,04
Glühverlust. .	0,94	0,69	4,27	7,06	2,51	3,12	3,37	5,17
	99,06	99,45	99,47	99,53	99,35	99,31	100,29	99,53

Aus diesen Analysen, welchen sich noch die von Siemiradzki (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 194) mitgetheilten anschliessen, scheint sich Folgendes zu ergeben. In den SiO_2-reichen Gesteinen hat die (als rein vorausgesetzte) Glasbasis fast den gleichen (oder nur ganz wenig höheren) SiO_2-Gehalt wie das Gesammtgestein. In den Gesteinen mit mittlerer SiO_2-Menge (ca. 68—55 %) ist die Glasbasis stellenweise ganz beträchtlich saurer als das Gesammtgestein (z. B. Nr. 3, 5, 7, 9). Bei den basischeren Gesteinen scheint ein Unterschied obzuwalten, je nachdem das Magma reich oder arm an Alkalien ist. In dem ersteren Falle (13, 14) ist die Glasbasis ebenfalls kieselsäurereicher als das Gesammtgestein. Ist aber das basische Magma arm an Alkalien (12, 15, 16), so hat das Glas nach den vorstehenden Analysen einen ganz genau übereinstimmenden SiO_2-Gehalt, selbst bei einem so basischen Gestein wie Nr. 16. — Der Thonerdegehalt sinkt im Glas bei den sauren und mittleren, scheint sich aber in den basischen etwas zu erhöhen. — Kalk und Magnesia vermindern sich fast immer in der Glasbasis. — Das Kali findet durchgängig eine Anreicherung in der Glasbasis (wohl relativ die grösste in den alkaliarmen sehr basischen Gesteinen). Das Natron nimmt bei den aciden und mittleren Gesteinen allenthalben ein wenig im Glas ab; bei den recht basischen, einerlei ob alkalireich oder alkaliarm, scheint aber umgekehrt eine kleine Erhöhung des NaO_2-Gehalts im Glas statt-

zufinden (bei 14 eine bedeutende). Die Summe der Alkalien vermindert sich im Glas kaum je.

Ch. Ste.-Claire Deville fand in dem Dolerit von Guadeloupe mit schwärzlich körniger Grundmasse, der selbst 57,95 % SiO_2 enthält, glashelle, v. d. L. unschmelzbare amorphe Körner mit 88 % SiO_2, etwas Thonerde und Kalk. Nach G. vom Rath enthält das Gestein vom Mte Amiata mit granitähnlicher Structur und 67,06 SiO_2 rundliche meist lichtgraue Körner eines trichitführenden Glases mit 76,82 SiO_2, 14,01 Al_2O_3, 1,76 CaO, 7,01 Alkalien (aus dem Verlust), 0,40 H_2O (vgl. Analyse 4 von Lagorio). — Auffallende Resultate ergab der von Schwager (Sitzgsber. Münch. Akad. 1876. 282) untersuchte quarz- und feldspathreiche Pechsteinporphyr von Castelruth in Südtirol: a) Bauschanalyse; b) schwarzes Glas:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Glühverl.
a)	76,52	12,10	1,96	0,85	0,22	2,62	2,94	2,74
b)	71,66	12,02	1,64	0,33	0,21	2,69	6,54	4,58

Hier zeigt sich in b eine beträchtliche Verminderung der Kieselsäure und eine sehr bedeutende Steigerung des Natrons.

17) Rhyolith von Schemnitz mit Sanidin, Quarz, Biotit. — 17a) Sphaerolithische Grundmasse desselben.
18) Dacit u. von Kamary in der Krym mit ausgeschiedenen Plagioklasen. — 18a) Vorwiegend sphaerolithische Grundmasse.
19) Rhyolith von Apathi bei Schemnitz mit Feldspath, Quarz, Biotit. — 19a) Sphaerolithische Grundmasse.

	17	17a	18	18a	19	19a
Kieselsäure . .	75,82	72,69	74,57	76,05	72,48	77,53
Thonerde . . .	13,67	15,04	12,58	10,24	12,68	11,52
Eisenoxyd . .			2,77	3,19	2,31	0,80
Kalk	0,58	0,25	0,35	0,23	2,39	0,93
Magnesia . . .	0,05	Spur	0,30	0,38	0,73	0,15
Kali	6,59	8,85	3,70	4,10	4,05	4,33
Natron	1,69	1,75	3,98	3,96	3,30	2,94
Glühverlust. .	1,07	0,94	1,04	1,23	1,31	1,41
	99,47	99,52	99,29	99,38	99,55	99,61

Aus diesen Analysen lassen sich keine sicheren Schlüsse ziehen; in der sphaerolithischen Grundmasse ist im Vergleich mit der Bauschanalyse der SiO_2-Gehalt vermindert (17), ziemlich gleich geblieben (18), erheblich erhöht (19); auch die sphaerolithischen Grundmassen differiren unter einander nicht unbeträchtlich. Nur zeigt sich durchweg eine Anreicherung des Kalis in den Sphaerolithbildungen, während diejenigen Sphaerolithe, welche in einer Glasmasse liegen, kaliärmer (und natronreicher) als die letztere zu sein pflegen (S. 678).

20) Quarzporphyr aus dem Thal der geraden Lutter, oberhalb Lauterberg, Harz; ausgesch. viele Quarzkörner, etwas verwitterte Orthoklase, sehr spärlich Glimmerblättchen, Graphitschüppchen und Pinitkryställchen. — 20 a) Grundmasse, mit Ausscheidungen im Gleichgewicht (Streng, nicht frisch).

21) Dacit von Summit Co., Colorado, mit grossen bipyramidalen Quarzen und schneeweissen Feldspathen. — 21 a) Grundmasse ganz krystallin, aus Feldspath und Quarz (Lagorio).

22) Quarzporphyr, Unteres Holzemmenthal, Harz; ausgesch. Quarzkörner, etwas verwitterte Orthoklase, spärlich Plagioklase; Eisenoxydhydrat. — 22 a) Grundmasse mit Ausscheidungen ziemlich im Gleichgewicht (Streng, nicht frisch; in 22 noch 0,93 % CO_2).

23) Quarzporphyr, Mühlberg bei Schwärtz; ausgesch. Quarzkrystalle, Orthoklas farblos, Oligoklas z. Th. matt und grünlichweiss; spärlich Glimmer mit Hornblende oder Augit. — 23 a) Graugrüne Grundmasse (Laspeyres).

24) Dacit von Mojanda, Quito; ausgesch. Plagioklas, Quarz, Hornblende. — 24 a) Grundmasse (Lagorio).

25) Dacit zwischen Szekelyo und Rogosel, Siebenbürgen; ausgesch. viel Plagioklas, ziemlich viel Quarz, untergeordnet Hornblende und Glimmer. — 25 a) Röthliche Grundmasse, nicht völlig von Ausscheidungen befreit (K. v. Hauer).

	20	20 a	21	21 a	22	22 a	23	23a
Kieselsäure . .	75,17	76,80	75,07	74,96	74,11	74,44	72,24	74,41
Thonerde . . .	12,72	12,04	12,15	13,67	13,69	13,51	13,64	13,39
Eisenoxyd . .	—	—	1,62	1,80	—	—	—	—
Eisenoxydul .	3,25	1,03	—	—	1,75	2,25	3,05	3,08
Manganoxydul	0,98	—	0,05	—	0,22	—	0,13	0,30
Kalk	0,40	0,28	0,86	0,62	1,38	1,19	0,95	1,38
Magnesia . . .	0,39	0,17	0,14	Spur	0,05	0,01	0,66	0,50
Kali	7,77	8,48	4,57	4,14	5,67	5,31	5,24	4,18
Natron	—	—	4,12	2,70	1,54	1,40	2,95	3,27
Glühverlust. .	1,35	0,77	1,31	1,52	1,54	1,34	1,05	0,93
	102,03	99,57	99,92	99,41	98,97	99,45	99,91	101,44

	24	24 a	25	25 a	26	26 a	27	27a
Kieselsäure . .	68,32	74,76	66,30	69,05	65,03	65,45	64,34	67,36
Thonerde. . .	} 19,61	13,66	15,63	18,64	18,83	16,70	16,34	17,05
Eisenoxyd . .		2,36	4,59		2,35	4,10	—	—
Eisenoxydul .	—	—	—	—	—	—	7,16	4,35
Manganoxydul	—	—	—	—	—	—	0,32	—
Kalk	4,24	2,17	2,76	1,90	4,43	4,07	3,92	2,74
Magnesia . . .	1,95	0,53	1,33	1,12	2,06	2,02	0,89	0,62
Kali	1,45	2,05	4,91	4,57	2,24	2,21	3,70	3,94
Natron	4,06	2,96	3,12	2,96	4,38	3,86	2,92	3,24
Glühverlust . .	0,54	0,82	1,76	1,58	1,00	1,49	1,05	2,30
	100,17	99,31	100,40	98,82	100,32	100,20	101,09	101,60

	28	28 a	29	29 a	30	30 a	31	31 a
Kieselsäure . .	61,71	60,79	56,00	55,29	54,62	55,46	53,45	53,17
Thonerde . . .	15,83	14,66	18,00	18,78	20,76	18,42	22,26	19,77
Eisenoxyd . .	8,22	9,89	—	—	4,85	5,13	—	—
Eisenoxydul .	—	—	7,58	9,46	5,07	5,26	8,12	8,56
Manganoxydul	—	—	—	—	Spur	Spur	0,96	0,51
Kalk	4,01	2,71	3,45	3,14	6,76	6,56	3,68	3,87
Magnesia . . .	1,50	1,81	3,54	3,48	2,98	3,98	3,65	4,96
Kali	5,40	6,93	3,66	ber.	2,15	2,78	2,39	7,02
Natron	1,95	1,37	5,01	8,68	3,78	2,36	5,49	
Glühverlust . .	1,16	0,95	0,78	1,17	0,98	1,00	—	2,14
	99,78	99,11	99,93	100,00	101,95	100,95	100,00	100,00

	32	32 a	33	33 a	34	34 a	35	35 a
Kieselsäure . .	51,89	52,96	50,52	51,62	48,72	47,74	48,49	46,70
Thonerde . . .	18,84	16,38	16,31	16,16	17,65	17,08	17,18	15,06
Eisenoxyd . .	4,98	6,77	8,76	8,79	9,81	9,84	19,32	22,59
Eisenoxydul .	5,40	3,97	3,72	3,70	—	—	—	—
Kalk	6,13	5,58	13,26	12,47	11,50	12,03	5,16	4,83
Magnesia . . .	2,77	2,19	7,04	7,35	6,43	5,48	3,58	3,93
Kali	3,60	3,97	—	—	1,62	0,33	2,48	2,39
Natron	3,04	4,41	—	—	2,02	2,98	2,96	2,69
Glühverlust . .	2,58	3,00	—	0,06	2,18	3,77	0,83	0,50
	99,32	99,23	100,04	100,83	99,93	99,25	100,00	98,69

26) Dacit von der Nevada de Toluca, Mexico; ausgesch. Plagioklas, Quarz, Hornblende. — 26 a) Grundmasse, bestehend aus Plagioklasleistchen, spiessigen rothbraunen Hornblendemikrolithen und farbloser, mikrofelsitisch entglaster isotroper Basis (Lagorio).

27) Porphyrit vom Gänseschnabel bei Ilfeld; mit weissen Feldspathen, grünem, mit Säuren brausenden Mineral, einzelnen Granaten, etwas Magnetit. — 27 a) Braune hornsteinähnliche Grundmasse (Streng); 27 führt noch 1,67 CO_2.

28) Labradorporphyrit von Launakörkia auf der Insel Hochland; ausgesch. Plagioklas, Quarz, access. Orthoklas. — 28 a) Grundmasse (Lemberg).

29) Rhombenporphyr von der Spitze des Vettakollens, südl. Norwegen (Kjerulf). — 29 a) Grundmasse desselben Ganges, aber von der anderen Localität Tyveholmen (Delesse).

30) Labradorporphyrit, Zwölferspitz, Tirol; ausgesch. Labradorit, spärl. Augit, Quarz, Eisenkies. — 30 a) Überwiegende ganz krystalline Grundmasse aus Plagioklas, Augit, Chlorit, etwas Hornblende und Orthoklas, Magnetit, Eisenkies, Apatit, Biotit (Stache und v. John).

31) Labradorporphyrit von Belfahy, Vogesen, analysirt als Glas. — 31 a) Dunkelgrüne Grundmasse (Delesse).

32) Labradorporphyrit vom Krabefelsen zwischen Masmünster und Rossberg, südl. Vogesen; ausgesch. bis über 2 cm grosse Labradorittafeln, spärl. Augit und zersetzter Olivin. — 32 a) Dunkelgraue bis schwarze Grundmasse, aus saurerem Plagioklas, mit reichlich Orthoklas, Augit, stark chloritisirter Basis (Osann).

33) Anorthitlava von der Odádahraun, Island; ausgesch. Anorthit, Augit, Olivin, Titaneisen. — 33 a) Grundmasse, makroskopisch fast homogen (Sartorius v. Waltershausen). 33 hat noch 0,43, 33 a 0,68 TiO_2.

34) Augitporphyrit von Forno, Tirol, mit vorwiegend ausgeschiedenem Augit. — 34 a) Grundmasse, welche auch Plagioklas, Orthoklas, Magnetit, sehr wenig Glimmer und stark veränderten Olivin enthält (Lemberg).

35) Labradorporphyrit westl. von Pochiakülla auf der Insel Hochland, mit ausgesch. Labradorit, etwas Eisenkies. — 35 a) Grundmasse (Lemberg).

Diese Analysenreihe bezieht sich z. Th. auf nicht ganz frisches Material und so können die Beziehungen, um welche es sich hier handelt, bereits etwas verdunkelt vorliegen. Auch hier ist für die aciden Gesteine der SiO_2-Gehalt der Grundmasse gleich (21, 22), oder ein wenig höher als der des Gesammtgesteins (20, 23), in keinem der untersuchten Fälle geringer. Bei mittlerem SiO_2-Gehalt, beginnend unterhalb 68 %, stellt sich auch hier zunächst die Erscheinung ein, dass die Grundmasse saurer ist, als das Gesammtgestein (24,25). Doch scheint dies Verhalten früher nach unten zu endigen, als da wo die Glasbasis mit der Bauschanalyse verglichen wird. Während das Glas noch in Gesteinen bis herunter zu ca. 56 % SiO_2 acider ist, fängt die Grundmasse schon in Gesteinen mit ca. 65 % SiO_2 an, der Bauschanalyse hierin ziemlich gleich zu werden (eine Ausnahme macht 27; aber auch der rothe antike Porphyrit aus Aegypten ergab Delesse in der Bauschanalyse 64,00, in der so viel als möglich von Oligoklas befreiten Grundmasse 62,17 % SiO_2). Vielleicht ist aus der Analyse der allerbasischsten Gesteine (34, 35), welche nicht zu den alkalireichen gehören, sogar auf eine Verminderung von SiO_2 in der Grundmasse zu schliessen, welche sich dann anders verhalten würde, als die Glasbasis, für welche der SiO_2-Gehalt in solchen Gesteinen mit der Bauschanalyse übereinzustimmen scheint. Vergleichende Analysen der Grundmassen von basischen alkalireichen Gesteinen liegen nicht vor. — Die Verminderung der Thonerde dürfte in der Grundmasse weniger hervortreten als im Glas, verglichen mit der Gesammtzusammensetzung. Der Kalk vermindert sich dagegen fast allenthalben, nur in den basischen Gliedern scheint er ziemlich gleich bleiben zu können. Während das Kali sich jedenfalls in der Grundmasse nicht vermindert, eher etwas erhöht oder gleich bleibt, findet eine solche Verminderung grösstentheils für das Natron statt, anscheinend mit Ausnahme der basischeren Glieder. Was die Summe der Alkalien betrifft, so zeigt sich in der Grundmasse neben oftmaliger Erhöhung doch auch häufig eine Verminderung, während letztere in der Glasbasis nicht hervortritt.

Zur Behandlung der Frage, wie die aus einem vorwiegend zu Glas erstarrenden Schmelzfluss entstehenden Sphaerolithe sich chemisch zu dem Glas verhalten, liegt eine Anzahl grösstentheils von A. Lagorio herrührender Analysen vor (Analysen 1, 2, 3, 4, vgl. Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887); Analysen 5 stammen von O. L. Erdmann, Analysen 6 (6 mit noch 0,30, 6a mit noch 0,50 MnO) von Delesse. Alle diese beziehen sich zunächst auf sehr kieselsäure-

reiche Massen. Nach den früheren Untersuchungen von Dumas, Terreil, Splitgerber, Benrath enthalten die aus künstlichem saurem Glasfluss herauskrystallisirten Substanzen mehr SiO_2 als das Glas selbst.

1) Glas des sphaerolithführenden Obsidians von Lipari. 1a) Sphaerolithe daraus.
2) Glas des sphaerolithführenden Obsidians von Tenerife. 2a) innerer Theil, 2b) äusserer Theil der Sph. daraus.
3) Glas des sphaerolithführenden Obsidians vom Cerro del Quinche, Quito. 3a) Sph. daraus.
4) Glas aus Sphaerolithfels von El Tablon de Itulgache, Ecuador. 4a) Sph. daraus. 4b) Feldspath aus dem Inneren der Sph. 4a).
5) Perlit aus dem Hliniker Thal bei Schemnitz. 5a) braune strahlige Kugeln daraus, hin und wieder von Biotit durchwachsen und mit einem Quarzkern.
6) Perlitgrundmasse von der Grotte dei Colombi auf der Insel San Antiocco bei Sardinien. 6a) Sph. daraus mit Einschlüssen von Feldspath und Glimmer.

	1	1a	2	2a	2b	3	3a
Kieselsäure . .	72,35	73,21	73,05	73,42	74,52	72,70	74,36
Thonerde. . .	13,97	12,90	14,67	14,29	12,97	13,79	14,46
Eisenoxyd . .	1,29	2,10	0,89	1,01	2,02	1,01	1,62
Kalk	0,72	0,88	0,97	1,00	0,92	2,07	1,49
Magnesia . . .	0,46	0,27	0,26	0,43	0,25	0,65	0,44
Kali	5,38	4,75	5,11	3,19	4,53	4,33	1,49
Natron	3,58	4,83	3,99	5,61	4,26	4,93	6,11
Glühverlust . .	1,37	1,04	0,91	0,84	0,83	1,10	0,57
	99,12	99,98	99,85	99,79	100,30	100,48	100,54
spec. Gew. . .	2,133	2,112	2,111	2,523	2,089	2,359	2,408

	4	4a	4b	5	5a	6	6a
Kieselsäure . .	74,59	76,48	62,14	72,87	77,20	70,59	72,20
Thonerde. . .	12,88	12,06	22,30	12,05	12,47	13,49	15,65
Eisenoxyd . .	0,80	0,95	Spur	1,75	2,27	1,60	1,64
Kalk	0,76	0,64	3,29	1,30	3,34	1,31	0,98
Magnesia . . .	0,30	0,39	Spur	1,10	0,73	0,70	0,62
Kali	5,35	3,78	1,69	Spur	} 4,27	4,29	1,71
Natron	3,30	4,89	10,58	6,13		3,52	5,52
Glühverlust . .	1,03	0,77	0,20	3,00	—	3,70	1,12
	99,01	99,96	100,20	98,20	100,28	99,20	99,44
spec. Gew. . .	2,323	2,401	2,647	2,371	2,416	2,386	2,459

Aus den vorstehenden Analysen zeigt sich, dass in diesen sauren Gesteinen: 1. die Sphaerolithe etwas mehr Kieselsäure enthalten, als das Glas, in welchem sie liegen; 2. in den Sphaerolithen eine Verschiebung des procentarischen Verhältnisses von Kali und Natron zu Gunsten des Natrons stattgefunden hat; die Sphaerolithe enthalten procentarisch stets mehr Natron im Vergleich zum Kali als die Glasbasis; 3. damit im Zusammenhang das Kali sich im Glas anreichert. Vielleicht ist, wie Teall hervorhebt, Punkt 1 nur eine Folge von Punkt 2, indem

Natronsilicate mehr Kieselsäureprocente enthalten als die entsprechenden Kalisilicate (z. B. Albit im Vergleich mit Orthoklas), weil das Atomgewicht des Na niedriger ist als das von K. — Bemerkenswerth ist, dass der vor dem Sphaerolith 4a ausgeschiedene Feldspath 4b die natronreichste Verbindung ist, trotzdem im Magma ursprünglich verhältnissmässig viel Kali vorhanden war; in den Sphaerolithen ist schon mehr Kali, im Glas sind die Molekularverhältnisse der beiden Alkalien gleich.

Im Hliniker Thal bei Schemnitz enthält ebenso eine Perlitmasse 73,01 SiO_2, 5,71 K_2O und 2,32 Na_2O, die der Sphaerolithe 75,42 SiO_2, nur 2,20 K_2O, dagegen 5,06 Na_2O (Lemberg, Z. geol. Ges. 1883. 570). In einem schwarzen Obsidian mit kleinen dunkelblauen Sphaerolithen vom Obsidian Cliff, Nevada, ist zwar in den letzteren der Kieselsäuregehalt erhöht (Obs. 74,70, Sph. 76,70 %), nicht aber der Natrongehalt, sondern es hat umgekehrt in den Sphaerolithen eine Vermehrung des Kalis stattgefunden (Obs. 4,02 K_2O und 3,90 Na_2O; Sphaer. 4,73 K_2O und 3,89 Na_2O). — Bei den von G. vom Rath aus einer Lava vom Antisana analysirten Obsidiankörnern und Sphaerolithen ergab sich für die letzteren keine Erhöhung der Kieselsäure im Vergleich mit dem allerdings auch selbst schon sehr sauren Glas (Obs. 77,76; Sph. 77,01 % SiO_2); die Alkalien können, als der Summe nach aus dem Verlust bestimmt, nicht verglichen werden (Sitzgsber. Niederrhein. Ges. 1874. 173). — Auch bei dem ausgezeichneten Sphaerolith-Obsidian vom Rotorua-See auf Neuseeland beträgt der Kieselsäuregehalt des Obsidianglases 75,03, der der Sphaerolithe nur 74,55 % (F. Z.).

Über das Verhalten der Sphaerolithe zu umgebendem basischem Glas liegen wohl nur die Angaben von Wenjukoff über einen »Sphaerolith-Tachylyt« von Sichota-Alin im Ussurigebiet vor.

1) glänzend schwarzes Glas. 2) Sphaerolithe, a) mattschwarzer radialfaseriger Kern, b) graue Hülle.

	1	2a	2b
Kieselsäure	54,19	53,29	53,41
Thonerde	24,40	21,65	22,73
Eisenoxyd	2,04	2,45	nicht best.
Eisenoxydul	2,72	4,79	6,25
Kalk	7,85	7,10	7,65
Magnesia	5,70	6,60	6,42
Kali	1,72	1,02	nicht
Natron	1,85	2,72	bestimmt
	100,47	99,62	
spec. Gew.	2,514	2,892	2,781

Hier zeigt sich bei dieser einen Analyse, dass der Gehalt an SiO_2 in den Sphaerolithen um ein weniges niedriger ist, als in dem Glas; Al_2O_3 ist in dem letzteren mehr gestiegen, als es die Analysen der sauren Gläser ergeben; Na_2O ist auch hier in den Sphaerolithen angereichert.

Specifisches Gewicht.

Das spec. Gewicht der gemengten Silicatgesteine überhaupt ist im Allgemeinen um so höher, je geringer der Gehalt an Kieselsäure und je grösser der an Basen ist: die sauersten Gesteine sind die specifisch leichtesten, die basischsten die specifisch schwersten, eine Erscheinung, welche sich in analoger Weise bei den zusammensetzenden Silicatgemengtheilen selbst findet. Abich hat diese Verhältnisse eingehend für die vulkanischen Gesteine beleuchtet und auf die Schlüsse, welche sich so vermittels des spec. Gew. auf den Kieselsäuregehalt der Gesteine ergeben, aufmerksam gemacht.

Wenn für die krystallinischen Gemengtheile das spec. Gew. und die Quantität bekannt ist, so lässt sich das spec. Gew. des Gesteins berechnen. Sind A, B, C u. s. w. die procentarischen Mengen der Gemengtheile, a, b, c u. s. w. deren spec. Gew., so ist das spec. Gew. des Gesteins $= \frac{100}{\frac{A}{a} + \frac{B}{b} + \frac{C}{c}}$ u. s. w.

Wie eine Berechnung von Volumen und Gewichtsmengen der Gemengtheile, wenn nur zwei derselben ein Gestein zusammensetzen, auf Grund ihrer spec. Gewichte und desjenigen des Gesteins vorgenommen wird, vgl. S. 114. Selbstverständlich kann das spec. Gew. eines gemengten Gesteins nicht unter das seines leichtesten Gemengtheils heruntersinken, auch nie das des schwersten erreichen; es muss sich am meisten nähern dem des vorwaltenden Gemengtheils. Leicht ist einzusehen, dass mineralogisch sehr abweichend zusammengesetzte Gesteine ein übereinstimmendes spec. Gew. haben können.

Schon seit langer Zeit ist es bekannt (zuerst durch Magnus 1820), dass krystallisirte oder krystallinische Mineralien ihr spec. Gew. nach dem Schmelzen ändern; zahlreiche Versuche haben erwiesen, dass das spec. Gew. der dann zu Glas erstarrten Masse geringer ist, als das der Krystalle, und so besitzt eigentlich hier eine und dieselbe chemische Substanz zwei verschiedene spec. Gewichte, wovon sich das höhere auf den krystallisirten, das niedrigere auf den glasig-amorphen Zustand derselben bezieht. Nachstehende Beispiele zeigen diese Verminderung des spec. Gew. beim Übergang aus dem krystallisirten Zustand in das glasig erstarrte Schmelzproduct:

krystallisirt:	spec. Gew.	glasig: spec. Gew.	
Rother Granat, Grönland . .	3,90	3,05	Magnus.
Grossular, Wiluifluss	3,63	2,95	Ders.
Vesuvian, Egg, Norwegen. .	3,45	2,957	Ders.
Adular, St. Gotthard	2,561	2,351	Ch. Deville.
Sanidin, Ischia	2,597	2,400	Abich.
Orthoklas, Hirschberg	2,595	2,284	G. Rose.
Albit, Zillerthal	2,604	2,041	Rammelsberg.
Oligoklas, Ytterby	2,606	2,362	Thoulet.
Labradorit, Küste Labrador .	2,689	2,525	Deville.
Augit, Guadeloupe	3,266	2,835	Ders.
Hornblende, Oran	3,216	2,826	Ders.
Quarz	2,663	2,228	Ders.
Olivin, Fogo	3,381	2,831	Ders.

Bezeichnet d das spec. Gew. des krystallinischen, δ das des geschmolzenen und zu Glas erstarrten Minerals, so ist die Verminderung der Dichte $\frac{d-\delta}{d}$ im Mittel auf hundert (nach Roth) bei

Quarz	16,85	Oligoklas	12,19	Adular	7,96
Angit	14,18	Orthoklas	10,21	Sanidin	7,63
Hornblende	12,13	Mikroklin	9,15	Labradorit	6,28.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass 1) ein künstlich zu Glas geschmolzenes Silicatgestein dabei sein spec. Gew. verändert; 2) das spec. Gew. eines natürlich zu Glas erstarrten Gesteins stets geringer ist, als das des chemisch entsprechenden krystallinischen. 3) eine Beimengung von Glasbasis das spec. Gew. eines sonst krystallinischen Gesteins erniedrigt.

Schmelzversuche mit krystallinischen Massengesteinen ergaben:

	Glühverl. %	spec. Gew. d. Gest.	spec. Gew. d. Glases	
Granit, Flamanville, Manche	0,20	2,680	2,427	Delesse.
Feinkörn. Granit, Saint-Brieuc, Côtes du Nord	0,55	2,751	2,496	Ders.
Hornblendegranit, Coravilliers, H.-Saône	0,70	2,643	2,478	Ders.
Quarzporphyr, Montreuillon, Nièvre	1,04	2,576	2,301	Ders.
Felsitporphyr, Rennås, Schweden	—	2,623	2,349	Ders.
Syenit, Biella, Piemont	0,38	2,710	2,43	Cossa.
Quarzdiorit, Cossato bei Biella	1,53	2,667	2,403	Ders.
Quarzfreier Diorit, Château Lambert, H.-Saône	1,40	2,779	2,608	Delesse.
Porphyrit (Porfido rosso antico)	0,29	2,763	2,486	Ders.
Labradorporphyrit, Belfahy, H.-Saône	2,14	2,775	2,604	Ders.
Gabbro, Orezza, Corsica	2,68	3,100	2,664	Ders.
Sanidintrachyt, Monte Nuovo	1,05	2,583	2,450	Abich.
Leucittephrit, Vesuvlava 1867	2,06	2,819	2,698	Silvestri.
Leucitbasalt, Bärenstein b. Annaberg	2,35	3,350	3,188	Pagels.
Augitandesitlava, Krater Chahorra, Tenerife		2,727	2,617	Ch. Ste. Cl. Deville.
Blasige Basaltlava, Kegel Los Majorquines, Tenerife		2,945	2,836	Ders.
Doleritische Basaltlava, Pic von Fogo		2,971	2,879	Ders.
Anorthitbasaltlava, Fuss der Hekla		2,844	2,718	Delesse.

Wird das spec. Gewicht als 100 angenommen, so beträgt die Verminderung nach Delesse (und Roth) bei

Granit und Quarzporphyr	9—11 %	Melaphyr	5—7 %
Syenit, Syenitgranit	8—10 »	Sanidintrachyt	ca. 5 »
Porphyrit	9—10 »	Leucitgesteine	4—5 »
Quarzdiorit	ca. 8 »	Augitandesit	ca. 4 »
Quarzfreier Diorit	ca. 6 »	Basaltgesteine	3—4,5 %

Im Grossen und Ganzen zeigt es sich, dass die Differenz abnimmt mit wachsender Basicität. Wenn dabei Sanidintrachyt und Augitandesit je nur eine geringe Differenz aufweisen, trotzdem sie nicht sonderlich basisch sind, so kann dies davon herrühren, dass die betreffenden Gesteine schon Glasbasis in sich

enthalten haben. Übrigens muss man bei diesen Vergleichungen bedenken, dass der Glühverlust und Wassergehalt der Gesteinsproben nicht identisch ist, dass die Glimmer beim Schmelzen Fluor und Wasser abgeben, welche also dem betreffenden Glas fehlen, dass bei grösserem Quarzgehalt ein Theil des Quarzes ungelöst bleiben kann, für welchen es fraglich ist, ob er das spec. Gew. des Tridymits angenommen hat, dass es für die leucitführenden Gesteine zweifelhaft ist, ob das Mineral geschmolzen wurde und in das Glas aufging.

Wasserhaltige Gläser erhöhen natürlich nach dem Schmelzen ihr spec. Gew.; grüner Pechstein von Meissen mit 8,49% Wasser und 2,304 spec. Gew. ergab nach dem Schmelzen eine gelbbraune feinblasige Masse von 2,340 spec. Gew. (Rammelsberg, Z. geol. Ges. XX. 1868. 540).

Die vulkanischen Gläser Obsidian und Bimsstein erfahren gleicherweise oft beim Schmelzen eine Vermehrung des spec. Gew., welche beruht auf dem Entweichen von Wasser- und Salzsäuredämpfen (Boussingault und Damour, Comptes rendus Bd. 76. 1873. 1158); die letzteren entstehen durch Einwirkung der Silicate auf die in den Gläsern enthaltenen Chloride, zunächst Chlornatrium; zu jenen Substanzen gesellen sich bisweilen Kohlenwasserstoffe, Salmiak, Schwefelwasserstoff (Abich, Vulkan. Erschein. 1841. 68. 79. 81).

Obsidian vom Pic von Tenerife, spec. Gew. 2,481; zu Glas geschmolzen 2,495. Deville.
Obsidian von den Piedras blancas, Tenerife, spec. Gew. 2,382; zu Glas geschmolzen . . . . 2,476. Ders.

Dagegen hat sich auch bei solchen Gläsern hin und wieder eine Verminderung des spec. Gew. herausgestellt:

Obsidian von der Hekla, spec. Gew. 2,383; zu Glas geschmolzen. . . 2,349. Delesse.
Bimsstein vom Pic von Tenerife, spec. Gew. 2,477; zu Glas geschmolzen 2,456. Abich.

Delesse untersuchte die Verschiedenheiten im spec. Gew., welche ein und dieselbe Gesteinssäule an ihrer Peripherie und im Centrum zeigt; er verband damit eine Ermittelung der Differenzen im Wassergehalt an beiden verschiedenen Stellen. Er fand z. B.:

	Spec. Gew.		Wasser.	
	Centr.	Periph.	Centr.	Periph.
Graulichweisser Trachyt mit kleinen Sanidinblättchen von Drángagil, Island	2,494	2,478	0,65	1,00
Graulichweisser Trachyt mit kleinen Sanidinblättchen und schwarzem Glimmer von Ponza	2,469	2,439	0,90	1,00
Grünlichgrauer Phonolith (?), Ostküste von Lamlash	2,541	2,509	1,25	1,60
Grünschwarzer körniger sog. Trapp von Antrim	2,911	2,857	1,35	1,35
Grauschwarzer sehr dichter Basalt	2,930	2,933*	1,30	1,50
Schwarzer dichter Basalt mit Olivin u. Chalcedonmandeln	3,030	3,030	0,48	1,20
Grauschwarzer sehr dichter Basalt mit Olivin	2,924	2,916	1,80	1,90
Schwarzer Basalt mit viel Olivin	3,053	3,030	0,85	1,15
Schwarzer Basalt mit Olivin und wenig Augit	3,044	3,008	0,70	1,00

Es ergibt sich daraus, dass das Centrum ein höheres spec. Gew. hat, als die Peripherie (mit einer einzigen durch ein Sternchen bezeichneten Ausnahme) und dass die Gesteinssäulen an ihrer Peripherie wasserhaltiger sind, als im Centrum. Die erstere Erscheinung muss jedenfalls theilweise auf die letztere und

auf die an der Peripherie in etwas höherem Maasse eingetretene Verwitterung zurückgeführt werden; doch könnte man auch glauben, dass sie zum Theil in einer bei der Säulenausbildung nach dem Centrum zu erfolgten Compression der Masse begründet sei (Delesse, Ann. des mines (5) XIII. 1858. 324; vgl. auch F. Z., Z. geol. Ges. XI. 1859. 532).

Gustav Bischof stellte 1841 vergleichende Beobachtungen über das Volumen von Basalt, Trachyt und Granit im krystallinischen, im geschmolzenen und im glasigen Zustand an; nach ihm verhält sich das Volumen beim

	im geschmolzenen Zustand	zu Glas gekühlt	krystallinisch erstarrt
Basalt	1	0,9636	0,8960
Trachyt	1	0,8885	0,8187
Granit	1	0,8884	0,7481

Der Granit würde also in dem letzteren Zustand eine Contraction von etwa $\frac{1}{4}$ seines im Schmelzfluss eingenommenen Volumens erlitten haben. Demgegenüber hat David Forbes hervorgehoben, dass obige Differenzen unbedingt zu hoch angenommen seien, allein auch seine eigenen an dem geschmolzenen sog. Basalt (Diabas) vom Rowley Rag über die Contraction angestellten Untersuchungen wurden später von Mallet als ganz unzulänglich hingestellt, welcher gleichfalls auf die vielen Fehlerquellen bei den Experimenten von Bischof ausführlich aufmerksam macht. Mallet führte alsdann mit möglichster Sorgfalt selbst mit den Hochofenschlacken der Barrow-Eisenwerke in Cumberland Versuche aus; darnach ist der Coëfficient der cubischen Contraction der Schlacke zwischen der Temperatur des Austritts aus dem Ofen (3680°) und dem Beginne der Erstarrung (ca. 3000°) $= \frac{17}{1000}$, oder das ursprüngliche Volumen des Schmelzflusses verhält sich zu dem contrahirten der ihre Erstarrung beginnenden Masse wie 1000 : 983; ferner ist der Coëfficient der totalen Contraction oder der zwischen 3680° und 53° = nahezu $\frac{67}{1000}$, oder das ursprüngliche Volumen der Schmelzmasse verhält sich zu dem contrahirten der vollends erstarrten Masse wie 1000 : 933. Da nun die Schlacke, wie Mallet angibt, eine dem Basalt genäherte chemische Zusammensetzung besitzt, und auch nicht vollständig krystallinisch, sondern nur halbglasig erstarrte, so kann, um das Bischof'sche Resultat damit zu vergleichen, auch nur dessen Basalt, und für die erstarrte Masse die Zahlenreihe zwischen 0,9636 und 0,8960 herangezogen werden; alsdann zeigt es sich, dass G. Bischof's Experimente doch nicht so fehlerhaft ausgefallen sind. Ganz ungerechtfertigt ist es von Mallet, wenn er die bei seiner basischen Schlacke gewonnenen Resultate mit denen von G. Bischof beim Granit erhaltenen vergleichen will.

Pfaff maass die Ausdehnung, welche kleine Säulchen verschiedener Gesteine erfahren, wenn sie von der gewöhnlichen Lufttemperatur bis zu schwacher Rothgluth (1180°) erhitzt werden; er fand, dass die Verlängerung beträgt bei

Granit aus dem Fichtelgebirge.	0,016808
Rothem Porphyr aus Tirol	0,012718
Basalt aus der Auvergne	0,01199

Demnach müsste sich bei einer linearen Erstreckung von 10 Fuss (3,1385 m) für diese Gesteine von der Rothglühhitze bis zur gewöhnlichen Temperatur eine Contraction ergeben: beim Granit von 2, beim Porphyr von $1\frac{1}{4}$ und beim Basalt ebenfalls von $1\frac{1}{4}$ Linien (4,36 und 2,72 mm).

Von Whitley, Siemens und Lang ist die Erscheinung, dass feste Lava auf flüssiger schwimmt, dazu benutzt worden, um daraus darzuthun, dass, im Gegensatz zu dem Vorstehenden, das feste Gestein specifisch leichter sei als seine geschmolzene Masse, dass also die Silicate beim Übergang aus dem geschmolzenen in den festen Zustand überhaupt nicht ihr Volumen vermindern, sondern sich vielmehr gerade ausdehnen. Dabei ist gänzlich übersehen worden, dass die auf der Lava schwimmenden Lavablöcke im höchsten Grade porös und blasenreich sind; mit demselben Unrecht müsste auch der Schluss gezogen werden, dass Bimsstein specifisch leichter sei als Wasser. Auch kann durch den an der Oberfläche der Schmelzmasse bereits eingetretenen viscosen Zustand das Schwimmen eines schwereren Körpers noch erleichtert werden. Ein im December 1881 an der durch das Atrio del Cavallo fliessenden Lava von Johnston-Lavis angestellter Versuch ergab thatsächlich, dass wirklich compacte Lava schnell in der vollkommen geschmolzenen untersank. Palmieri hatte in einer auffallenden Verkennung der Thatsachen der geschmolzenen Vesuvlava sogar einmal das spec. Gew. 5,0 zugeschrieben, während das der festen Lava nur 2,7 beträgt.

Nies und Winkelmann haben angegeben, ihnen sei der Nachweis gelungen, dass — entgegen der gewöhnlichen Vorstellung — festes Zinn, Blei, Zink, Wismuth, Cadmium, Antimon, Eisen und Kupfer ein g e r i n g e r e s specifisches Gewicht besitzen, als das gleich temperirte flüssige Metall, diese Stoffe sich also im Moment der Verfestigung ausdehnen, beim Schmelzen eine Contraction zeigen; »hat man aus der Analogie mit dem angeblichen Verhalten der Metalle auch für die Silicate auf eine Zusammenziehung im Momente der Verfestigung geschlossen, so wird gestattet sein, den Beweis des Gegentheils für die Metalle ebenfalls durch Analogie auf das Verhalten der Silicate auszudehnen«. Nun hat aber Eilhard Wiedemann darauf durch sehr sorgfältige Versuche gerade umgekehrt nachgewiesen, dass Zinn, Schnellloth und wahrscheinlich auch Blei sich beim Schmelzen ausdehnen (Wismuth zieht sich dagegen zusammen).

Durch Th. Erhard und A. Schertel gelangten die Schmelzpunkte einiger Gesteine zur Bestimmung, indem sie mit den von ihnen für verschiedene Gold-Platin-Legirungen ermittelten verglichen wurden; die Zahlen sind (Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenw. i. Kgr. Sachs. 1879. 154):

	Legirung von gleicher Schmelzbarkeit	Temperatur
Melaphyr, Monte Mulatto bei Predazzo . . . } Pechstein, Insel Arran . . . . }	95 Au + 5 Pt	1106°
Haüynreich. Nephelinbasalt, Erzgebirge . . }	zwischen 99 » + 1 »	1080°
	und 94 » + 6 »	1106°
Leucitbasalt, Pöhlberg bei Annaberg	90 » + 1 »	1130°
Syenit, Edle Krone bei Tharandt . . . . . } Pechsteinporphyr, Leisnig . . . . } Quarzporphyr, Travignolathal bei Predazzo . }	zwischen 90 » + 1 »	1130°
	und 85 » + 15 »	1160°

Magnus, Poggendorff's Annalen 1820. XX. 477 und XXII. 391.

Deville, Diminution de densité dans les roches en passant de l'état cristallin à l'état vitreux. Comptes rendus 1845. XX. 1453; 1855. XL. 769; auch Journ. f. pract. Chem. 1845. 295 und Poggend. Ann. 1855. XCVI. 618. — Vgl. auch Thoulet. Thèse présentée à la faculté des sc. Paris 1880; Ref. N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 188.

Gustav Bischof, N. Jahrb. f. Min. 1841. 565.

Delesse, Recherches sur les verres provenant de la fusion des roches, Annales des mines (2) IV. 1847. 1380.

Bischof, Z. d. geol. Gesellsch. V. 1853. 616.

David Forbes, Chemical news, 23. Octob. 1868.

Mallet, Über vulkanische Kraft, übersetzt von v. Lasaulx, Verh. nat. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1875. 203.

Pfaff, Z. d. geol. Ges. XXIV. 1872. 402.

Johnston-Lavis, Quart. journ. geol. soc. XXXVIII. 1882. Proceedings 240.

Nies und Winkelmann, N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 240.

Eilhard Wiedemann, Annal. d. Phys. u. Chem. N. Folge XX. 1883. 228.

Structur.

Makroskopische Structur.

Bei den in diesem Abschnitt betrachteten massigen Gesteinen kommen fast alle jene makroskopischen Structurverschiedenheiten vor, welche früher (S. 454 ff) erwähnt wurden, und auf welche daher hier ihrer äusseren Erscheinungsweise nach Bezug genommen wird. Diese Structuren geben die äusseren Kennzeichen für die vorwiegend durch den Festwerdungsort bedingten Erstarrungsvorgänge an die Hand. Vor allem sind als häufig vertreten zunächst zu erwähnen:

die richtungslose und gleichmässig-körnige Structur mit makroskopisch der Hauptsache nach erkennbaren Gemengtheilen, z. B. Granit, Syenit. Diese Structur deutet auf eine ungestörte und gleichmässige Erstarrung, welche auch sehr lange angedauert haben muss, weil es in der Regel sehr umfangreiche Gesteinsmassen sind, die in allen Theilen dieselbe in übereinstimmender Weise offenbaren.

die porphyrische Structur, ausgezeichnet durch die Gegenwart einer dicht oder äusserst feinkörnig beschaffenen Grundmasse, in welcher grössere (ältere) Mineral-Individuen ausgeschieden liegen, z. B. Quarzporphyr, porphyrischer Rhyolith; an sie schliesst sich die porphyrartige Structur. Bei dieser Structur kommt eine Aufeinanderfolge zweier Phasen der Erstarrung zum Ausdruck, welche aber durch Übergänge verbunden und nicht scharf geschieden sind.

die aphanitische Structur, eine makroskopisch dichte, aber u. d. M. hauptsächlich aus krystallinischen Mineral-Individuen zusammengesetzte Masse, z. B. Diabasaphanit.

Ein kleiner Theil dieser Gesteine ist als glasige, stark halbglasige oder schaumige Masse ausgebildet, welche entweder frei von Krystallen ist oder solche

ausgeschieden enthält, z. B. Obsidian, Pechstein, Bimsstein. Diese hyalinen Glieder sind nur besondere beschleunigte Erstarrungsmodificationen anderer Gesteine; dass dieselben keine wirklich selbständige Gruppe bilden, sondern nur specielle Erscheinungsformen darstellen, ist eine ganz alte Erkenntniss und es klang sonderbar, als Rosenbusch (N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 2) hervorhob, dass er dieselbe »bereits 1877« ausgesprochen habe.

Hin und wieder sind die massigen Gesteine, welchen vorwiegend eine richtungslose Structur eigen zu sein pflegt, auch wohl durch planen Parallelismus tafelartig oder lamellar ausgebildeter Gemengtheile mit einer primären schieferigen Structur versehen, deren Entwickelung der Hauptsache nach ebenfalls durch örtliche Verhältnisse herbeigeführt erscheint. Da solche ursprünglich schieferige Varietäten, wie sie z. B. beim Granit vorkommen, nur zugehörige durch Übergänge verbundene Glieder desselben sonst richtungslos struirten geologischen Gesteinskörpers darstellen, so können sie von letzterem nicht getrennt werden. Pegmatitisch struirte Massen geben sich in der Regel als die zuletzt krystallisirten magmatischen Spaltenausfüllungen von Tiefengesteinen zu erkennen, welche sowohl längs der Peripherie der Eruptionen, als auch bisweilen in dem betreffenden Massengestein selbst auftreten. Auch die Fluctuationsstructur macht sich bisweilen makroskopisch geltend, weniger durch die Richtung linearer Gemengtheile, als durch die gewundene Abwechslung etwas verschieden beschaffener Gesteinslagen und durch die einseitige Ausreckung von Hohlräumen.

Ursprünglich blasige oder porös-schlackige Structur, welche nicht das Resultat späterer Auswitterung von Mineralien ist, sondern von der Entwickelung von Gasen und Dämpfen während der Festwerdung herrührt, findet sich bei mehreren Massengesteinen, z. B. bei Melaphyren, Basalten ausgebildet und steht hier mit der amygdaloidischen Structur in genetischer Verbindung (S. 492). Auf eine besondere kleine Gruppe ist die variolitische Structur beschränkt.

Der Zusammenhang der verschiedenen makroskopischen Structurmodalitäten mit anderen petrographischen oder geologischen Verhältnissen der Massengesteine, z. B. der chemischen Bauschzusammensetzung, dem Gegensatz von Tiefengesteinen (plutonischen) und Ergussgesteinen (vulkanischen), den topischen Gegensätzen innerhalb einer Gesteinsmasse, den Altersunterschieden u. s. w. wird Gegenstand späterer Darstellungen sein. Auch in dem Kapitel über specielle Vorgänge bei der Gesteinsverfestigung muss noch mehrfach der Structurerscheinungen gedacht werden.

Mikroskopische Structur.

Die drei grossen Mikrostructur-Abtheilungen der Gesteine sind folgende:

I. Rein krystallinische Ausbildungsweise, Gesteine bestehend lediglich aus makroskopischen oder mikroskopischen krystallinischen Individuen, welche sämmtlich unmittelbar neben einander gelagert sind, und zwischen welchen keinerlei ihrerseits amorphe Masse steckt. Der Ausdruck »krystallinische Aus-

bildung« würde für das in Rede stehende Verhältniss vollkommen genügen; Rosenbusch bezeichnete dasselbe später als holokrystallinisch oder holokrystallin.

II. Halbkrystallinische oder semikrystallinische Ausbildung; die krystallinischen Gemengtheils-Individuen, welche entweder makro- und mikroskopisch oder blos mikroskopisch sind, machen nur einen Theil des Gesteins aus, neben ihnen ist eine vielfach im einzelnen abweichend beschaffene, aber stets als solche amorphe und nicht individualisirte Substanz vorhanden, welche sich bald in zurücktretender, bald in beträchtlicher Quantität an der Zusammensetzung des Gesteins betheiligt; von Rosenbusch zuletzt als hypokrystallin bezeichnet.

III. Unkrystallinische Ausbildung; das Gestein besteht in seiner typischen Beschaffenheit lediglich aus der letzterwähnten nicht individualisirten Substanz, welche hier von derselben wechselnden Beschaffenheit ist wie dort; makroskopische oder mikroskopische wirkliche Krystalle sind gar nicht oder fast gar nicht vorhanden.

Wenn dies die drei wohlcharakterisirten Structurtypen sind, unter welche alle massigen Gesteine sich ordnen, so gehen diese Ausbildungsweisen dennoch in einander über, indem Vorkommnisse erscheinen, welche förmlich auf der Grenze zwischen zweien derselben stehen. Ist die nicht individualisirte Substanz höchst spurenhaft nur vorhanden, so schliesst sich das Gestein sehr eng an den ersten Typus, das rein krystallinische Aggregat, an. Ist dieselbe in einem anderen so reichlich zugegen, dass die krystallinischen Elemente sehr stark zurückgedrängt sind, so mag man zweifelhaft sein, ob die Felsart dem zweiten oder letzten Typus zugerechnet werden soll. Zwischen dem ersten und letzten bestehen dagegen der Natur der Sache nach ähnliche Übergangsglieder nicht.

Es ist vielleicht nicht überflüssig, hinzuzufügen, dass das einzelne besonders benannte Gestein, welches seine specifische Stellung und Bezeichnung der Natur seiner Gemengtheile oder seiner makroskopischen Structurbeschaffenheit verdankt, nicht lediglich in einer und derselben dieser drei Abtheilungen ausgebildet zu sein braucht. Der durch den Gehalt an Plagioklas, Augit, Olivin und Magnetit charakterisirte Basalt kann z. B. hier als rein-, dort als halbkrystallinisches Gestein vorliegen. Ja der Entwickelungszustand derselben zusammenhängenden Gesteinsmasse wechselt oft rasch auf sehr kleinem Raum. Deshalb lässt sich auch die Differenz obiger Ausbildungsweisen nicht für das allgemeine Schema der Gesteinsclassification verwerthen, welches in erster Linie immer auf die mineralische Natur der individualisirten Gemengtheile als auf das constanteste Moment begründet sein muss. Und von der Beschaffenheit und Combination dieser ist, wie schon angeführt, die Mikrostructur-Ausbildung im Grossen und Ganzen unabhängig.

Bei der Aufstellung der obigen Structurtypen wurde selbstredend das makroskopische Aussehen ausser Acht gelassen: ein feinkörniger Granit und ein dem blossen Auge zwar homogen-dicht erscheinender Diabas, der sich aber u. d. M. in ein reines Haufwerk krystallinischer Individuen ohne amorphe Sub-

stanz auflöst, besitzen offenbar übereinstimmende Structur. Auch kommt es dabei nicht auf den Gegensatz zwischen gleichmässig zusammengesetzten und porphyrartig ausgebildeten Gesteinen an.

Es mag hervorgehoben werden, dass die vorstehenden Sonderungen von dem Verfasser bereits 1873, in der Schrift »Mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine« S. 266 vorgenommen wurden. In den Hauptzügen ist diese Gruppirung auch schon in derjenigen enthalten, welche sich 1870 bezüglich der Mikrostructur der Basaltgesteine ergeben hatte, vgl. F. Z., Untersuchungen über die Basaltgesteine S. 88 ff.

Bei den ganz krystallinischen Gesteinen hat in Folge der genügend langsamen Abkühlung eine völlige Differenzirung des Magmas auf Grund der darin zur Geltung kommenden chemischen Verwandtschaften in individualisirte stöchiometrische Verbindungen Platz gegriffen. Bei den anderen sind in Folge der durch Temperaturabnahme rascher erfolgenden Erstarrung diese letzteren Individualisationen nur theilweise in mehr oder minderem Maasse zu Stande gekommen; bald hat sich die Krystallisation immerhin noch über den grössten Theil des Magmas erstreckt, so dass der nicht individualisirte Rest blos in spärlicher Quantität übrig blieb, bald ist das Umgekehrte der Fall und der letztere waltet vor.

Es ist nun die Aufgabe, die einzelnen der oben gewonnenen allgemeinen Structur-Abtheilungen nach ihrer besonderen Ausbildungsweise zu betrachten und die sich ergebenden Untergruppen zu entwickeln.

A. Rein krystallinische Ausbildung.

Dieselbe gibt das Charakteristische ihrer Entwickelung sowohl mikroskopisch als auch, und zwar verhältnissmässig oft, makroskopisch zu erkennen, wofür der Granit und der normale Syenit ausgezeichnete Beispiele liefern. Ferner besitzt nicht nur die scheinbar homogene Masse einiger von makroskopischen Krystallen freier sog. kryptokrystallinischer Gesteine, sondern auch die Grundmasse sehr vieler porphyrisch ausgebildeter Vorkommnisse diese rein krystallinische Mikrostructur. Von einem ganz allgemeinen Gesichtspunkt aus kann man hier folgende Fälle und Unterfälle unterscheiden:

1. Kein Gemengtheil tritt durch seine (mehr automorphe) Gestalt oder seine Grösse vor den anderen besonders hervor.

a) Irreguläres Aggregat völlig oder fast völlig xenomorpher Gemengtheile, ohne weitere gegenseitige Beziehungen oder Verwachsung zwischen denselben; kommt sowohl makroskopisch (wie im Granit) als auch mikroskopisch, das ganze Gestein bildend, vor; setzt auch die Grundmasse makroporphyrischer Gesteine zusammen. Es ist also ein vollkrystallines Aggregat xenomorpher (oder hypoxenomorpher), aequidimensionaler Gemengtheile (Structure granitique, Michel Lévy; hypidiomorphe Structur, Rosenbusch).

b) Einen besonderen Fall bildet die pegmatitische Verwachsung der vor-

waltenden Gemengtheile Feldspath und Quarz (vgl. S. 469); kommt ebenfalls sowohl makroskopisch als mikroskopisch ein ganzes Gestein zusammensetzend vor; tritt auch als Grundmasse makroporphyrischer Gesteine auf (Structure pegmatoïde, M. L., granophyrische Str., Rsbsch.). Hier würden sich dann weiterhin die vorwiegend sphaerolithisch struirten Massen anreihen.

2. Gewisse Gemengtheile treten durch ihre mehr automorphe Gestalt vor den übrigen hervor.

a) Das Gemenge ist sonst ziemlich gleichmässig aequidimensional, aber als nicht xenomorphe, sondern hypautomorphe (d. h. zum Theil automorphe) Gemengtheile treten entweder der Feldspath in kurz-rechteckigen Schnitten, namentlich auch der Quarz, mitunter auch der Biotit hervor (Str. granulitique M. L.; panidiomorphe Str., Rsbsch.).

Wenn Rosenbusch (Mass. Gest. 11) von panidiomorph-körnigen Gesteinen redet, »in denen alle oder doch sehr nahezu alle Gemengtheile idiomorph sind«, so ist dies doch nur so zu verstehen, dass die erstere Angabe »alle« blos zur Rechtfertigung des eigentlich ungerechtfertigten Ausdrucks dienen soll; denn es ist gar nicht möglich, dass bei einem stetig den Raum erfüllenden Aggregat verschieden krystallisirender Gemengtheile wirklich sämmtliche »idiomorph« sind. Auch scheinen Ausdrücke wie panidiomorph und hypidiomorph im Grunde genommen nicht sehr geeignet zur Bezeichnung eines Structurverhältnisses, da sie sich nicht auf das Aggregat als solches, sondern auf den einzelnen Gemengtheil beziehen.

b) Krystallinische Intersertalstructur, ophitische Structur. Dies weitverbreitete und wichtige, durch die leistenförmige Automorphie des Feldspaths bedingte Structurverhältniss muss mit seinen specielleren Ausbildungsweisen etwas näher besprochen werden.

Der Name Intersertalstructur wurde zuerst von F. Z. (Basaltgesteine 1870. 111) aufgestellt, um die Erscheinungsweise zu bezeichnen, dass zwischen divergirenden Feldspathleisten andere Substanzen wie eingeklemmt liegen. Der zuerst von Fouqué und M. Lévy 1879 hervorgehobene Begriff der ophitischen Structur (weil sie häufig bei dem pyrenäischen Eruptivgestein Ophit vorkommt) bezieht sich ursprünglich auf dies gegenseitige Verhältniss von Plagioklas und Pyroxen. In den Praeparaten liegen nach allen verschiedenen Richtungen scharf leistenförmig ausgebildete schmale Plagioklasdurchschnitte, welche grössere irregulär begrenzte Partieen von Pyroxen derart zwischen sich fassen, dass letztere wie ein verbindender Kitt für die automorphen Plagioklasleisten zu gelten scheinen. Augenscheinlich verweist eine solche Structur in ihrer typischsten Ausbildung darauf, dass der gewissermassen das Gerüst bildende Feldspath vor dem Pyroxen zur Krystallisation gelangte. Bei grossem Augitreichthum pflegen die kreuz und quer gelagerten Feldspathleisten sich nicht oder kaum gegenseitig zu berühren und alsdann wird oft wahrgenommen, dass die die letzteren zunächst umgebenden xenomorphen Pyroxenpartieen eine einheitliche krystallographische und optische Orientirung aufweisen. Bei grösserer Feldspathmenge sehen die

Pyroxenpartieen häufig wie durch die farblosen Leisten in viele kleine Theile zerhackt aus. Dadurch geschieht es aber auch, dass die Feldspathe selbst sich gegenseitig in ihrer Ausbildung hindern und der Contrast mit dem Xenomorphismus der Augite tritt alsdann nicht mehr so offenbar hervor. So kann allmählich die Leistengestalt der Feldspathe, obschon noch die Tendenz zu ihrer Ausbildung vorliegt, überhaupt als solche verundeutlicht werden und die ophitische Structur in die gleichmässig-körnige übergehen. Ein solcher Übergang erfolgt natürlich auch da, wo die Leistenform wirklich mehr der Gestalt von breiten Tafeln oder von echten Körnern Platz macht. Übrigens ist es auch nicht ausgeschlossen, dass ein Theil der zwischen den charakteristischen Plagioklasleisten gelegenen Pyroxene mehr oder weniger automorphe Begrenzung zeigt; wird auch hierdurch die echt ophitische Structur einigermassen verwischt, so bleibt doch, was die Consolidationsfolge betrifft, das wenigstens zu Recht bestehen, dass der Feldspath nicht nachweisbar nach dem Pyroxen krystallisirte. — Die ophitische Structur, insbesondere bei Diabasen, Doleriten, Anamesiten typisch entwickelt, ist von Lossen die »divergent-strahlig-körnige«, von Rosenbusch die »diabasisch-körnige« genannt worden; im Vorstehenden ist die Bezeichnung der Priorität gefolgt. — Fouqué und Michel Lévy gelang es, »diabases et dolérites à structure ophitique« künstlich nachzuahmen (Synthèse des minéraux et des roches 1882. 74; vgl. den Abschnitt Reproduction der Erstarrungsgesteine). Die echte ophitische Structur ist wohl die allercharakteristischste für Eruptivgesteine basischen Charakters, die aus einer geschmolzenen Masse krystallisirten; niemals ist diese Structur in einem normalen oder in einem durch Umwandlung krystallinisch gewordenen Sediment beobachtet worden.

In der eigentlichen Ophitstructur spielt der Augit gegenüber dem Feldspath die Rolle einer Intersertalmasse. Anstatt des Augits erscheinen in selteneren Fällen auch Hornblende, Olivin, Titaneisen. Weiterhin kann auch Quarz als xenomorphe Partieen in Rechteckchen oder Zwickelchen als zwischengeklemmt zwischen Leisten von Orthoklas oder Plagioklas auftreten, wodurch ein ganz ähnliches Structurverhältniss bedingt wird, welches zwar auch intersertal aber nicht ophitisch ist. Die zwischen den Feldspathleisten steckende Intersertalsubstanz ist indessen nicht immer ein einziges Mineral, sondern manchmal ein Aggregat, z. B. ein Gemenge von Augit mit Magnetit oder eine mikropegmatitische Verwachsung von Quarz mit Feldspath. — Überall ist in der Intersertalmasse selbst, sie mag eine Ausbildung aufweisen, welche sie will, gegenüber den sie zwischen sich fassenden Feldspathleisten ein Product der späteren Verfestigung, die letzte Phase in der Gesteinsentwickelung zu erblicken.

Da in der eigentlichen Ophitstructur der Augit gewissermassen die Intersertalmasse bildet, anderswo aber Quarz, Orthoklas und eventuell saure Plagioklase eine ähnliche Rolle spielen, so möchte Lossen das erstere Structurverhältniss schlechthin das ophitische oder basiophitische, das letztere die oxyophitische Structur nennen; wo dasselbe Plagioklasleistenwerk einmal Augitkrystalloide, das anderemal Quarz- oder Orthoklaskrystalloide durchspickt, könnte man dann

nach seinem Vorschlag von oxybasiophitischer Structur reden (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1889, 302). Doch scheint es nach dem üblichen Sprachgebrauch angemessener, die Bezeichnung ophitische Structur auf die gedachte Zusammenfügung von Plagioklas und Augit zu beschränken und die anderen erwähnten Fälle einer Intersertalstructur ihr nicht mehr mit zuzurechnen.

Eine weitere Erscheinungsweise der Intersertalstructur, welche aber nicht hierher gehört, besteht darin, dass zwischen den divergirenden Feldspathleisten glasige oder halbglasige Masse geklemmt ist; vgl. über diese Ausbildung im Folgenden S. 696, 698, 700.

3) Gewisse Gemengtheile treten durch ihre Grösse (und Gestalt) innerhalb eines anderen kleiner krystallinischen Aggregats hervor; bildet einen Theil der mikroporphyrischen Structur und liegt oft in der Grundmasse der Porphyre vor. Jenes andere krystallinische Aggregat kann alsdann bestehen a) aus lauter xenomorphen Gemengtheilen wie 1 a; sodann b) aus hypautomorphen wie 1 b; oder es kann sein c) ein Aggregat von Mikrolithen, zwischen denen aber gewöhnlich etwas spurenhaftes Glas sitzt.

Ist auch die gänzliche Abwesenheit irgend einer nicht individualisirten Substanz u. d. M. das Bezeichnende für diese ganze Gruppe, so wird man doch vielleicht nicht umhin können, derselben auch diejenigen Glieder noch zuzuzählen, in welchen jene Materie in einem höchst verschwindenden Maasse und kaum mehr als solche ordentlich hervortretend vorhanden ist.

B. Halbkrystallinische Ausbildung.

Diese Mikrostructur-Gruppe umfasst einen grossen Theil der massigen Eruptivgesteine. Das Charakteristische liegt für dieselbe, wie erwähnt, in der Zusammensetzung aus krystallinischen Individuen und nicht individualisirter Substanz. Die aus diesen beiden Elementen constituirte Masse erscheint dem blossen Auge meist homogen oder ausserordentlich feinkörnig (als Grundmasse) und in derselben können nun makroskopische Krystalle hervortreten (dazu dann ein Theil der Porphyrgesteine) oder auch gänzlich fehlen. Das was für diese Gruppe wesentlich ist, gibt sich somit vorzugsweise erst u. d. M. im Dünnschliff zu erkennen. Fälle, wo dasselbe auch makroskopisch hervortritt, sind vergleichsweise selten (an porphyrischen Ausscheidungen sehr reiche Obsidiane und Pechsteine).

Um Verwirrungen vorzubeugen, ist es durchaus erforderlich, das Wort Grundmasse in Übereinstimmung auch mit dem älteren Sprachgebrauch nur im makroskopischen Sinne zu gebrauchen und damit diejenige, meist grössere Krystalle enthaltende Masse zu bezeichnen, welche dem blossen Auge homogen-dicht und unauflöslich erscheint, mag sich dieselbe u. d. M. verhalten wie sie will. Diejenige wirklich amorphe (oder auf Grund ihrer mangelnden optischen Wirkung als amorph erscheinende und nicht als krystallines Aggregat nachweisbare) Substanz aber, welche mikroskopisch in den nur halbkrystallinen

Gesteinen steckt und den Gemengtheils-Individuen gegenüber gewissermassen die Rolle einer fremden Masse spielt, welche sich u. d. M. als der eigentliche nicht individualisirte Grundteig herausstellt, der Träger sozusagen oder der Kitt der mikroskopischen wie makroskopischen Krystalle, verdient offenbar eine besondere Bezeichnung und wird im Folgenden als Basis aufgeführt, worunter also ein mikroskopischer Begriff verstanden ist. Der Ausdruck Basis (F. Z., Mikrosk. Beschaffenh. 1873. 268) scheint von dem grössten Theil der Petrographen angenommen zu sein. — Früher hatten H. Vogelsang (Archives néerlandaises VII. 42) und Rosenbusch (N. Jahrb. f. Min. 1872. 57) für die in Rede stehende Substanz den Namen Magma vorgeschlagen, mit welchem Worte aber gewöhnlich ein ganz anderer Sinn verknüpft wird, weshalb dasselbe auch nicht in Gebrauch gekommen ist. In der Grundmasse steckt sehr häufig neben Krystallen die Basis; letztere kann z.B. glasig, halbglasig, aber nie nachweisbar krystallinisch-körnig zusammengesetzt sein. Ist die makroskopische Grundmasse wirklich durch und durch homogen und nicht individualisirt, so fallen natürlicherweise beide Begriffe zusammen.

Während die krystallinischen Gemengtheile an dieser Stelle zu weiteren Bemerkungen keine Veranlassung bieten, muss aber die Basis Gegenstand einer eingehenderen Beschreibung sein, welche sich sowohl auf die manchfaltige Beschaffenheit derselben als auf die Art und Weise bezieht, wie sie zwischen und neben den krystallinischen Gemengtheilen vertheilt ist. — Was die abwechslungsreiche Ausbildungsweise dieser Materie betrifft, so scheinen im frischen Zustande derselben namentlich folgende Verhältnisse vorzukommen:

1) Rein glasig.
2) Theilweise entglast durch Ausscheidung von eigenthümlichen, speciell zugehörigen Körnchen oder Nädelchen.
3) Ein Aggregat von Körnchen, Nädelchen, Härchen darstellend, zwischen denen fast kein oder kein Glas deutlich hervortritt (mikrokrystallitisch).
(4) Mikrofelsitisch; die beiden letzteren nahe verwandt).

1. Basis rein glasig.

Neben den krystallinischen oder krystallisirten Gemengtheilen findet sich hierbei in mehr oder weniger reichlicher Quantität eine meist beim ersten Blick durch das Mikroskop auffallende homogene amorphe Masse von gewöhnlich lichter oder dunkler gelblichbrauner Farbe, auch wohl graulich oder in sehr dünnen Schliffen fast farblos (die tiefer gefärbte tritt natürlich immer besser als die lichte hervor). Diese Glassubstanz verhält sich, sofern sie in ihrer normalen Beschaffenheit vorliegt, im polarisirten Licht einfach brechend: zwischen gekreuzten Nicols zeigt sie eine beim Drehen des Präparats sich nicht verändernde Dunkelheit, zwischen parallelen ihre beim Drehen constant bleibende Eigenfarbe. Bildet die reine Glasmasse gerade den Rand des Präparats, so kann man bei gekreuzten Nicols an dieser Stelle nicht beobachten, wo das Präparat anfängt, da jene und

das Glas des Objectträgers beide gleichmässig tiefdunkel erscheinen. An der rein glasigen Masse verhältnissmässig reiche Dünnschliffe bieten bei nicht allzustarker Vergrösserung zwischen gekreuzten Nicols ein ausnehmend schönes Bild dar, wenn auf dem alsdann kohlschwarz erscheinenden Grunde der Glasmasse die unzähligen eingewachsenen und wirr nach allen Richtungen umhergestreuten Krystalle mit ihren verschiedenen gelben, braunen, prachtvoll grünen und blauen, brennend rothen Farben scharf abgezeichnet, leuchtend und grell hervortreten. Hin und wieder ist die nicht individualisirte Glasmasse als solche nicht vollständig homogen, sondern es liegen darin vereinzelte, gewissermassen versprengte Mikrolithen der Gesteinsgemengtheile, z. B. Augit- oder Feldspathnädelchen, Magnetitkörnchen.

In dem Gesteinsglas haben oft Pigmentausscheidungen stattgefunden, die sich mit Vorliebe um farblose oder schwachgefärbte Krystallisationen in Form von Bärten, Büscheln, Pinseln ansetzen. Andererseits zeigt sich sehr vielfach eine Entfärbung des sonst braunes Glas liefernden Schmelzflusses um eisenhaltige Mineralien wie Pyroxene, Magnetite durch Abgabe des metallischen Pigments an diese wachsenden, desselben bedürftigen Mineralien. In umgekehrter Weise sind eisenfreie Gemengtheile, wie Feldspathe, häufig unmittelbar von einer besonders dunkel gefärbten Glaszone umgeben, indem hier das Pigment gewissermassen angereichert wurde. Als Ausnahme muss die Beobachtung von Lenk gelten, dass in einem mexicanischen Basalt die sonst dunkelchokoladebraune Glasbasis um Plagioklas-Individuen herum farblose Höfe bildet. — Übrigens wird bisweilen beobachtet, dass wo die Glasbasis schmale Interstitien zwischen grösseren Krystallen erfüllt, dieselbe hier etwas abweichend von ihrer Hauptausbildung beschaffen ist, z. B. bräunlicher und mikrolithenfrei, während sie entfernter davon heller und mikrolithenhaltig ist.

Ist die Glasmasse intensiv gefärbt, so ist oft zu gewahren, dass die hyalinen amorphen Einschlüsse in den krystallinischen Gemengtheilen des Gesteins, wie im Feldspath, Leucit, Quarz, Olivin gewöhnlich in der Farbe mit jener übereinstimmen; namentlich tritt dies bei den farblosen oder lichteren Individuen, wie bei den genannten, weniger bei den dunkleren, wie beim Augit hervor.

In der Nähe von Einschlüssen oder Entglasungsproducten kann das Gesteinsglas wohl durch Spannung doppeltbrechend geworden sein; die doppeltbrechenden Partieen sind dann natürlich immer an die Einschlüsse gebunden, zeigen unregelmässigen Verlauf und verschwimmen in die normale isotrope Masse. An den Glaskrusten, welche die Oberfläche von Diabasströmen bilden, beobachtete Brauns eine derartige Doppelbrechung, dass die Axe der grössten Elasticität immer normal zur Oberfläche lag; das Glas verhält sich also wie gepresst, ist optisch negativ wie eingetrocknete Gelatine und die Doppelbrechung ist offenbar durch die Contraction bei der Abkühlung entstanden (Z. geol. Ges. XLI. 1889. 509). — Der durch Spannungen herbeigeführte abnorme Zustand kann sich sogar darin aussprechen, dass eine im gewöhnlichen Licht völlig homogen und structurlos aussehende, continuirlich ausgedehnte glasige Masse zwischen gekreuzten Nicols

in einzelne einander unmittelbar berührende rundliche oder polygonale Partieen dadurch zerfällt, dass in jeder derselben ein deutliches Interferenzkreuz mit vier hellen Quadranten dazwischen hervortritt; die Kreuzarme, deren Durchschnitte dann gewissermassen die Centra der Polygone sind, fallen genau mit den Nicolhauptschnitten zusammen, der Charakter der Doppelbrechung pflegt negativ zu sein, da die Axe der grössten Elasticität in die Richtung des Radius fällt. Diese Polygone als Sphaerolithe zu bezeichnen erscheint nicht angemessen, da sie mit letzteren nur den optischen Effect, nicht die Structur theilen, auch die von Brauns vorgeschlagene Benennung »fibroides Glas« (»um auszudrücken, dass es sich wie faserig verhält«) ist deshalb nicht empfehlenswerth, weil sie vermuthen lässt, dass das Glas doch irgendwie mit Faserigkeit etwas zu schaffen habe, was nicht der Fall ist, wenigstens ganz und gar nicht nachgewiesen werden kann; es handelt sich wohl hier nur um abnorme Spannungs-Doppelbrechung in Folge von rascher Erstarrung.

Das in den Gesteinen vorkommende Glas ist bald — und darum handelt es sich hier vorzugsweise — ein eigentlicher Magmarest, eine nicht stöchiometrisch zusammengesetzte Mutterlauge, welche keiner einheitlichen Krystallisation fähig war; Farblosigkeit dieses Glases dürfte beweisen, dass keine krystallisirbaren eisenhaltigen Gemengtheile mehr in dem Schmelzfluss waren. Zum Theil aber kann es sich zugetragen haben, dass dieser Magmarest doch ungefähr die Zusammensetzung eines Minerals besitzt und dann spielt das Glas chemisch gewissermassen die Rolle eines Mineralgemengtheils; so ist manches Glas in Basaltgesteinen nach seinem chemischen Verhalten unzweifelhaft dem Nephelin sehr ähnlich. — Andere seltenere, und nicht eigentlich hierher gehörige Glaspartieen fallen nicht unter die Kategorie des Magmarestes oder des normalen Gesteinsglases. So kann durch Anschmelzen oder Einschmelzen von Gesteinsgemengtheilen seitens des Magmas ein Glas, in diesem Falle ein Mineralglas entstehen. Bei Nepheliniten aus dem Massai-Lande beschrieb Mügge einestheils formverstümmelte angeschmolzene Granaten, tiefdunkel durch feine, in Folge beginnender Wiederauflösung und Erweichung ausgeschiedene Körnchen, anderentheils einen förmlichen Übergang des auf der einen Seite noch undeutliche Krystallbegrenzung aufweisenden Granats in ein gelbes und braunes Glas (während das Gesteinsglas dunkelgrün ist). Dieses Glas des Granats ist natürlich nicht wie das Gesteinsglas gleichmässig vertheilt, sondern bildet vielfach verzweigte und ausgebuchtete tümpelähnliche Räume, fällt in der Thoulet'schen Lösung mit den schwersten Gemengtheilen, löst sich leicht in Salzsäure unter Gelatinebildung und gibt starke Reaction auf Kalk und Eisen, weniger auf Thonerde. In diesen Nepheliniten zeigt auch der Wollastonit Anschmelzungserscheinungen, indem er fast stets ganz unregelmässig begrenzt und von einer breiten verworren-faserigen aggregatpolarisirenden Zone anderer Substanz umgeben ist (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 598). — Namentlich nicht mit der eigentlichen Glasbasis zu verwechseln sind Glaspartieen, welche einer Einschmelzung von überhaupt ganz fremden aufgenommenen Bruchstücken und Einschlüssen, z. B. von Sandsteinbrocken, ihr

Dasein verdanken; dieselben bilden meist rundliche oder langgestreckte Flecken von vorwiegend bräunlicher Farbe, welche mitunter mit farbloser wirklicher Glasbasis verbunden sind. In diese fremden Glasflecken ragen oftmals Augitmikrolithen, die vielfach von denen des Gesteins augenfällig verschieden sind, wie in einen Hohlraum radial hinein, oder solche Augitmikrolithen finden sich im Inneren der Flecken zu Häufchen ausgeschieden, wobei in dem Schmelzglas dann häufig auch noch andere von ihm abhängige Ausscheidungsproducte erscheinen, namentlich scharfe Spinellkryställchen, vielleicht Tridymit u. s. w.

Das Quantitätsverhältniss zwischen amorpher reiner Glasmasse und krystallinischen Gemengtheilen ist theoretisch und thatsächlich im Allgemeinen jedweder verschiedenen Abstufungen fähig. Diejenigen Vorkommnisse, in welchen die erstere ganz ausserordentlich überwiegt (z. B. krystallführende Obsidiane), wird man zweckmässig überhaupt dem Gesteinsstructur-Typus C anreihen. Andererseits gibt es Gesteine, in welchen der Glasteig, wenn auch alles durchdringend, doch kaum mehr als spurenhaft zugegen ist und förmlich nur wie ein Hauch zwischen den vorwaltenden Gemengtheilen steckt, und wo es, zumal wenn er farblos oder sehr licht ist, nur an gewissen Punkten gelingt, ihn direct als solchen zu beobachten. Da selbst der höchst dünn ausgefallene Schliff immerhin für das Mikroskop noch eine gewisse Dicke hat, so sind hier Stellen, wo unter oder über der pelluciden hyalin-amorphen Masse nicht noch kleine Krystalle gelegen wären, sehr selten, und im polarisirten Licht scheinen alsdann deren bunte Farben hindurch. An den gewöhnlich am dünnsten ausfallenden Rändern der Präparate liegt die grösste Wahrscheinlichkeit vor, dass der Schliff hin und wieder blos die nicht individualisirte Glasmasse getroffen hat. An Vorkommnissen, wo die Glasmasse den ausgeschiedenen Krystallen fast das Gleichgewicht hält, sollte man zuerst ihre Natur studiren, um sie möglichst da wiederzuerkennen, wo sie sich in verschwindender Quantität an der Constitution des Gesteins betheiligt. Am wenigsten wird man ihre Anwesenheit übersehen, wenn man in den Präparaten der sonst verhältnissmässig glasreichen Vorkommnisse die zufälligerweise sehr glasarm beschaffenen Stellen genauer betrachtet und sich deren eigenthümlichen Habitus eingeprägt hat.

Sehr charakteristisch ist die bei vielen Pyroxenandesiten, Trachyten u. s. w. vorkommende Ausbildungsweise, dass die Grundmasse einen »glasgetränkten Mikrolithenfilz« darstellt, d. h. ein Aggregat von Mikrolithen, vorwiegend des Feldspaths, zwischen welchen bald deutlicher, bald nur andeutungsweise ein spärlicher heller Glaskitt hervortritt. Rosenbusch nennt diese Structur (Mass. Gest. 1887. 465) hyalopilitisch; wenn er sie aber hier der »holokrystallinen Structur, bei welcher die Grundmasse wesentlich aus schmalen Feldspathleisten besteht«, unterordnet, so entsteht eine völlige Verwirrung, da dem Leser zugemuthet wird, den Widerspruch einer glashaltigen holokrystallinen Structur anzuerkennen. Die Schaffung des Ausdrucks hyalopilitisch war auch in sofern bedenklich, als der Name Pilit schon für etwas ganz anderes vergeben war, für die Pseudomorphose von Amphibolnadeln nach Olivin (S. 359).

Selbst bei einem und demselben Gesteinsvorkommniss braucht — was ja im voraus zu vermuthen — die Glasmasse keineswegs an allen Stellen in gleicher Menge vorhanden zu sein. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass dies selbst bei verschiedenen Handstücken desselben Fundpunkts der Fall ist, wenn diese auch im äusseren Ansehen von solcher Abweichung in der Mikrostructur nicht das mindeste verrathen, ja an verschiedenen Stellen desselben Präparats.

Ist die amorphe Glasmasse reichlicher zugegen, so bildet sie als Basis einen Grundteig, in welchem die Individuen der Gemengtheile dicht oder lockerer eingebettet sind. Die in geringerer Menge vorhandene Glassubstanz ist oft in eigenthümlicher Weise keilähnlich zwischen die grösseren divergirenden Gemengtheile gedrängt und förmlich eingeklemmt, gewissermassen als Rest bei der Gesteinsverfestigung die engen Maschen zwischen dem Netzwerk jener ausfüllend — ein weiteres Beispiel für die S. 689 genannte Intersertalstructur, welche bei einer anderen Beschaffenheit der nicht individualisirten Substanz eine noch grössere Bedeutung gewinnt. Diese eingeklemmte Basis hat man auch als Mesostasis bezeichnet.

Von der Gegenwart einer solchen nicht individualisirten reinen Glasmasse verrathen die damit ausgestatteten echt halbkrystallinischen Gesteinsvorkommnisse im äusseren makroskopischen Ansehen vielfach nichts; bisweilen steht eine eigenthümliche, zwischen dem Schimmernden und Pechglänzenden liegende Beschaffenheit der Bruchflächen damit in Zusammenhang. Dieselbe ist daher auch vor dem Beginn mikroskopischer Studien in den meisten an einer solchen Structur sich betheiligenden Felsarten gar nicht vorausgesetzt worden. Basalte, Melaphyre, Andesite und Trachyte, Phonolithe, Rhyolithe, Quarzporphyre sind es vorzugsweise, von welchen manche Vorkommnisse dieses Mikrostructurverhältniss vorführen.

Der Nachweis von der Anwesenheit der Glasbasis ist geeignet, den Kieselsäure-Überschuss derjenigen Gesteine, welche zwar keinen Quarz sichtbar enthalten, deren Kieselsäuremenge aber diejenige des Sanidins übersteigt, zu erklären, indem dieselbe hier aller Wahrscheinlichkeit nach selbst recht kieselsäurereich ist. Andererseits hängt das Gelatiniren mancher basischer Gesteine mit Säuren zum Theil mit der Gegenwart einer recht basischen Glasbasis zusammen.

Bisweilen wird eine mehr oder weniger weit vorgeschrittene Umwandlung des reinen Glases beobachtet, welche hauptsächlich in der Entstehung von faserigen, oft sehr deutlich radialfaserigen Gebilden von bald mehr grünlicher bald mehr bräunlicher Farbe ihren Ausdruck findet. Die Natur der secundären Substanzen ist in der Regel nicht bestimmt zu ermitteln, mitunter scheinen sie dem Delessit oder Chlorit nicht fern zu stehen. Dunkle Körnchen oder schwarze gestriekte Nädelchen, welche nicht schon in dem ursprünglichen Glas enthalten waren und zwischen jenen Fasern liegen, sind wohl als secundäre Ausscheidungsproducte bei der Alteration zu deuten. Im Glas befindliche Globuliten (vgl. das Folgende) pflegen rasch resorbirt zu werden.

2. Basis theilweise körnelig oder nadelig entglast.

In anderen als den vorher besprochenen Fällen ist die neben den Gemengtheils-Individuen auftretende, ihrerseits nicht individualisirte Substanz kein reines Glas, sondern eine Glasmasse, in welcher die Ausscheidung von eigenthümlichen Körnchen und Nädelchen stattgefunden hat, von mikroskopischen Gebilden, welche nicht etwa Mikrolithen der Gesteinsgemengtheile darzustellen scheinen. Insbesondere ist die körnchenführende Glassubstanz in vielen Gesteinen weit verbreitet und nach ihrer ganzen Erscheinung ungemein charakteristisch.

Scharfbegrenzte gelblichbräunliche oder dunkelbraune, allemal dunkler als das Glas gefärbte kugelrunde oder eirunde Körnchen liegen dabei innerhalb des letzteren in grösserer oder geringerer Menge oft dichtgedrängt ausgeschieden; der Durchmesser der dicksten, welche ziemlich durchscheinend sind, übersteigt wohl selten 0,005 mm, die winzigsten sehen bei stärkster Vergrösserung nur wie feine Pünktchen in dem Glas aus. Ist die amorphe Substanz recht reichlich vertreten, und sind die Körnchen in dem Glas recht gehäuft, so erscheinen dickere Stellen dieser Masse oft ganz impellucid braun oder schwarz, und man bedarf sehr dünner Schliffe, um die eigentliche mikroskopische Devitrifications-Structur des Glases zu beobachten, welche aber auch gewöhnlich da gut untersucht werden kann, wo diese Substanz über einen schiefliegenden farblosen Krystall z. B. von Feldspath theilweise hinübergreift, und gewissermassen ein sich zuschärfender und allmählich sehr verdünnender Keil derselben gebildet wird.

Da selbst die dicksten dieser Körnchen bei gekreuzten Nicols auch nicht die schwächste polarisirende Wirkung hervorbringen und nicht im mindesten aus der dunkel werdenden Glasmasse hervorleuchten, so wird man sie nur für eisenreicheres Glas halten können. Mit dieser Erklärung stimmte auch später H. Vogelsang überein: »Lors même que, par suite de leur petitesse et de leur agglomération, les grains ne peuvent être étudiés séparément, les caractères optiques de l'ensemble, tels que la transparence et l'isotropie, indiquent suffisamment, que ces globulites élémentaires sont de nature vitreuse« (Archives néerlandaises VII. 1872. 49). Diese Körperchen gehören zu der eine Abtheilung der Krystalliten bildenden Globuliten Vogelsang's (Die Krystalliten 1875). Durchaus dürfen sie mit jenen dunkelgrünen Glaskörnchen verglichen werden, welche in der an sich gewöhnlich farblosen Masse der grünen Hochofenschlacken so häufig ausgeschieden sind und diesen ihre grüne Farbe verleihen. Ganz ähnlich den letzteren gewinnen auch die Körnchen in der Glasmasse mitunter eine linienartige Reihung zu nadelförmigen Gestalten (Longuliten), wobei dann die einzelnen etwas in einander verflösst erscheinen. Die grösseren Körnchen zeigen bisweilen ein kleines Kreischen in sich, dessen Bedeutung zweifelhaft ist: auf ein innerliches Bläschen scheint es nicht zurückzuführen zu sein, da es lange

nicht dunkel genug umrandet ist; in den kleinsten Körnchen wird dafür nur ein Pünktchen wahrgenommen.

Nach der Ansicht von Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 334) bestehen die Globuliten basischer Gesteinsgläser mit grosser Wahrscheinlichkeit aus Titaneisen, wogegen ihre constante optische Isotropie zu sprechen scheint. Rinne ist geneigt, eine Bekräftigung dieser Vermuthung darin zu erblicken, dass in den Magmabasalten des Habichtswaldes da, wo Titaneisen als Blättchen oder Stäbchen vorkommt, bezw. reichlich vorhanden ist, auch Globuliten und bezw. Globulitenreihen sich einstellen, bezw. in reichlicher Menge erscheinen und umgekehrt; er hält es aus diesem Grunde für wahrscheinlich, dass Titaneisennädelchen und Globuliten hier stofflich identisch sind (Sitzgsber. Berl. Akad. 1889. 1020). Jene Beziehung gestattet aber a priori kaum die daraus gezogene Folgerung: ebensogut könnte man wegen des unvermittelten Gegensatzes zwischen Form und Dimension den Schluss ziehen, dass die Globuliten keine Titaneisenpartikel sind.

Die körnchenführende Glasbasis ist in den meisten Fällen fast farblos, blassgelb oder graulich. Die amorphen festen Einschlüsse, welche in den Krystallen der mit dieser Structur versehenen Gesteine liegen, sind seltener gleichfalls körneliges, gewöhnlich homogenes reines Glas, meistens von licht bräunlicher Farbe; sie sehen wohl eben deshalb gleichmässig, aber lichter braun als die Körnchen aus, weil zur Zeit der Einhüllung derselben die Spaltung in Glas und Körnchen sich noch nicht vollzogen hatte.

Diese körnelig-halbglasige Substanz ohne Individualisation dient in der Regel nicht als eigentliche anhaltende Gesteinsbasis, wie es bei reinem Glas so oft der Fall, sondern sie ist weniger reichlich vorhanden, förmlich nur zwischengedrängt und eingeklemmt als keil- und pfeilspitzenähnliche Partieen zwischen die grösseren krystallisirten und krystallinischen Gemengtheile namentlich leistenförmige Feldspathe, so dass dann hier wiederum ein sehr charakteristisches Beispiel der Intersertalstructur (S. 689) vorliegt; Basalte und Laven, Melaphyre, Trachyte weisen z. B. dies Structurverhältniss auf.

Die amorphe Glasmasse der halbkrystallinischen Gesteine enthält bei anderen Gesteinsvorkommnissen anstatt der erwähnten Körnchen mikroskopische feine nadelförmige Gebilde in sich ausgeschieden, welche wie jene keineswegs etwa Mikrolithen der daneben erscheinenden Gemengtheile auszumachen scheinen. Diese Nädelchen sind meist von haar- oder strichähnlicher Dünne, gewöhnlich schwarz und dann entweder impellucid oder etwas bräunlich durchscheinend, hin und wieder auch wohl dunkelbräunlichgelb und dann etwas pellucider, bald gerade gezogen, bald verdreht, gekrümmt und gewunden, dabei sowohl nur vereinzelt eingewachsen, als auch innerhalb der glasigen Partieen des Gesteins zu Büscheln, wirren Flöckchen und eigenthümlichen netzartigen Geweben zusammengehäuft. Namentlich die schwarzen ganz oder fast ganz impelluciden nadelförmigen Entglasungsgebilde sind recht charakteristisch und in der amorphen Substanz einiger halbkrystallinischer Gesteine weit verbreitet.

Dieselben haben eine solche Ähnlichkeit mit denjenigen, welche in der vorwaltenden Glasmasse von Obsidianen, Pechsteinen, Bimssteinen beobachtet werden und Trichite genannt wurden, dass sie wohl kaum für etwas anderes gelten können. Dass diese Trichite nicht dem Magneteisen angehören, geht daraus hervor, dass dieselben sich bei sehr vielen Versuchen (z.B.u.a. zuletzt noch von Hyland, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 218) auch nach längerer Behandlung mit heisser Salzsäure als ganz unangreifbar erweisen. Vielleicht könnte man eher an Titaneisen denken.

Insbesondere da, wo in den halbkrystallinischen Gesteinen eine deutliche Glasmasse ziemlich reichlich vorhanden ist und im Dünnschliff zusammenhängende grössere Stellen bildet, sind ausser den selbst bei stärkster Vergrösserung nur haarfeinen schwarzen Nädelchen dieser Art auch dickere, mitunter bräunlichschwarze Kryställchen derselben Beschaffenheit ausgeschieden, länger oder kürzer, viele an den Enden etwas kolbenförmig verdickt, andere zugespitzt, dabei manche deutlich gekrümmt; oft erscheinen sie in dem Glas zu zierlichen gestrickten Figuren oder skelettartig zusammengehäuft.

In denjenigen halbkrystallinischen Gesteinen (vorzugsweise Basalten), welche nicht mit einem förmlichen Glas-Grundteig ausgestattet sind, sondern die amorphe hyaline Masse nur hier und da in ihrem Gewebe erkennen lassen, ist diese auch sehr oft mit ganz denselben Trichiten erfüllt, welche aber hier ausserordentlich fein und dünn und dabei gewöhnlich büschel- oder flockenartig zusammengehäuft erscheinen, selbst so dicht, dass das Glas kaum mehr gut dazwischen hervortritt. Der violettlich bläulichgraue oder graulichblaue Ton, welchen die trichitführenden Glasstellen so oft aufweisen, ist zum Theil dem Glas eigenthümlich, zum Theil aber scheint er eben von den zahlreich eingewachsenen haarähnlichen und von unten durch das Glas durchscheinenden Gebilden herzukommen, wobei dann die eigentliche Glasmasse an sich farblos ist.

Die Erscheinung, dass sich diese nadelförmigen Körperchen einerseits in den jedenfalls sehr schnell starr gewordenen Gläsern, andererseits vorzugsweise oder fast lediglich in den sehr feinkörnigen halbkrystallinischen Gesteinen finden, welche nach allgemeiner und begründeter Annahme rascher erkaltet sind, als die gröberen Gemenge, stimmt in befriedigender Weise zusammen und spricht dafür, dass dieselben zumal da gerne sich ausscheiden und wachsen, wo die Masse einer beschleunigten Erstarrung unterlegen ist. — Die Entglasung der hyalinen Substanz hat in der Regel als einfachste und elementarste Producte entweder jene Körnchen oder diese Nädelchen geliefert; beide Ausbildungsweisen bestehen gesondert für sich, und verhältnissmässig selten sind die Fälle, wo in dem deutlich hervortretenden Glas der halbkrystallinischen Gesteine beide — rundliche und längliche — Gebilde zusammen vermengt sich ausgeschieden haben.

3. Basis ein Aggregat von Körnchen, Nädelchen, Härchen, zwischen denen kein oder fast kein Glas deutlich hervortritt, Mikrokrystallitisch.

Bei der letzterwähnten Beschaffenheit der nicht individualisirten amorphen Basis der halbkrystallinischen Gesteine war zwischen den eigenthümlichen Ausscheidungsgebilden eine Glassubstanz noch als solche deutlich zu erkennen. In anderen Massen ist aber die Entglasung noch weiter gegangen, so dass darin gar kein eigentlicher Glasteig zu sehen ist (wenngleich derselbe wahrscheinlich höchst spärlich vorhanden zu sein pflegt), sondern er fast ganz oder ganz zu einem Haufwerk von dunkleren oder lichteren Körnchen, Nädelchen, Härchen und unbestimmten Kryställchen wurde, weshalb man diese Basis vielleicht **mikrokrystallitisch** nennen könnte. Von einer eigentlichen Individualisation in bestimmte Gebilde kann man bei dem confusen, häufig ganz unauflösbaren Durcheinander derselben um so weniger reden, als diese Körperchen ebenfalls nicht auf Mikrolithen der grösseren Gemengtheile bezogen werden können, sondern von ganz unbestimmbarer Natur sind. Ferner tritt diese Masse, wie immer dieselbe auch beschaffen sei, der Aggregation der krystallinischen Gesteinsgemengtheile gegenüber als ganz abweichende, förmlich fremde Substanz auf, durchaus zu unterscheiden von etwa sehr kleinkrystallinischen Stellen des gewöhnlichen Gesteinsgewebes. Selbstredend ist es übrigens, dass diese Ausbildungsweise, die gewissermassen nur ein fortgeschrittenes Stadium der vorhergehenden darstellt, mit dieser durch alle Übergangsglieder zusammenhängt, welche eine ganz scharfe Trennung vereiteln, so wohlcharakterisirt auch die beiden extremen Structurbeschaffenheiten sind, auf deren Beschreibung es hier zunächst ankommt.

Als bemerkenswerth verdient hervorgehoben zu werden, dass die in jener Weise entglaste Substanz nicht als reichlich vorhandener eigentlicher Grundteig, sondern nur, immer in geringerer Menge vorhanden, als zwischen die grösseren Gemengtheile gedrängte und förmlich eingeklemmte Masse auftritt, wobei ihr Umriss durch die Lage der ringsum befindlichen Krystalldurchschnitte gegeben ist (hier liegt also ein weiteres Beispiel der Intersertalstructur vor). Ferner erscheint sie allemal blos da, wo überhaupt verhältnissmässig grössere Krystalle sich ausgeschieden haben.

Worin der entglaste Zustand hier eigentlich bestehe, das ist bald deutlicher bald weniger gut zu gewahren, und das genauere Studium der Beschaffenheit erfordert einerseits einen recht dünnen Schliff, andererseits ein Mikroskop von starker Auflösungsfähigkeit. Wohl die häufigste Art und Weise der Ausbildung ist diejenige, dass es in ihr wimmelt von feinen pelluciden oder dunklen, nadelartigen kurzen Stachelchen, welche sehr häufig gekrümmt sind und sich im richtungslosen Gewebe einander durchwachsen oder zu moosförmigen Gebilden gruppiren; daneben unterscheidet man dann noch dunkle feine Körnchen. Mitunter ist die entglaste Masse ganz verworren oder ziemlich parallelfaserig zu-

sammengesetzt, und darin liegen dann wohl vereinzelt oder zu gestrickten Formen aggregirt dickere schwarze oder dunklere Nädelchen. Sollte diese Zwischenmasse auch hin und wieder fast krystallinisch aussehen, so bleibt doch in ihr noch immer ein graulicher, unauflösbarer und vermuthlich glasführender Grund zurück. Welche Beschaffenheit derselben aber auch eigen sei, sie besteht, wie erwähnt, vorwiegend aus Gebilden von anderer Natur als die eigentlichen Gesteinsgemengtheile und spielt den letzteren gegenüber die Rolle einer völlig fremden und heterogenen Substanz. Die allgemeine Farbe derselben hat bald einen gelblichen, bald einen graulichen Ton. Längere farblose faserähnliche Nadeln, bisweilen zu mehreren parallel verlaufend, welche sich durch das Haufwerk jener Körperchen hindurchziehen, gehören vielleicht dem Apatit an, da sie bisweilen einen sechseckigen Querschnitt zeigen.

Offenbar wird eine solche Masse in dickeren Schichten eine impellucide Beschaffenheit besitzen; selbst aber, wo sie beim Schleifen eine nur hautähnliche Dünne gewonnen hat, kann man wegen der Zusammensetzung aus unendlich feinen Körperchen ihre Mikrostructur nicht allemal gut erkennen: man sieht öfters blos, dass man es mit einer hierher gehörigen, fast vollständig entglasten an sich amorphen Basis zu thun hat, ohne dass sich die constituirenden Theilchen einzeln erblicken lassen. Polarisirende Wirkungen übt sie bei grösster Dünne nicht aus, sondern verhält sich zwischen den Nicols völlig indifferent, vermuthlich deshalb, weil die kleinen sie zusammensetzenden Körper überhaupt nicht die Eigenschaften krystallinischer Medien besitzen oder ihre optischen Wirkungen sich gegenseitig aufheben. — Im Grossen und Ganzen will es scheinen, als ob diese Structurausbildung mehr den kieselsäurearmen als den kieselsäurereichen Felsarten eigen sei. Anamesite, Basalte, Trachyte, Melaphyre, Augitporphyre führen häufig eine in dieser Weise beschaffene Zwischenmasse in sich; für die Anamesite ist sie geradezu charakteristisch zu nennen.

Mehr als die glasige oder halbglasige ist die so entglaste nicht individualisirte Basismasse zur Umwandlung geneigt, und man kann Verlauf und Resultat dieses Vorgangs oft in einem Dünnschliff ganz deutlich verfolgen, welcher neben frischer Substanz alle Veränderungsstadien darbietet. Sie wird zunächst trübe und schmutzig grünlichgrau und bräunlichgelb, bleibt dabei entweder ziemlich homogen, oder es entwickelt sich darin allmählich eine Faserbildung, und das Ende des Processes ist im Durchschnitt die Entstehung von kleineren oder grösseren Halbkreisen oder kreisförmigen Ringen, welche aus einzelnen concentrischen Schichten mit verschiedenen Nüancen derselben Farbe — vorzugsweise grün oder gelbbraun — zusammengesetzt sind und dabei sehr zierliche, feinradiale Faserung aufweisen; Kügelchen sind es natürlich, welche geschnitten ein solches Bild gewähren. Eine in dieser Weise beschaffene Substanz findet sich sehr häufig zwischengedrängt zwischen die divergirenden noch frischen grossen Feldspathleisten oder Augitdurchschnitte, vollständig dieselbe Stelle einnehmend wie die ursprüngliche entglaste Zwischenmasse, sie örtlich vertretend und dadurch ihre eigene Abkunft verrathend. Auch gibt es Stellen, wo das

Neubildungsproduct noch Partieen der anfänglichen unveränderten Masse fleckenweise einschliesst, und eine vollkommene Verflössung zwischen beiden stattfindet. Die neugebildeten Fasern besitzen übrigens meist die Eigenschaft, recht lebhaft zu polarisiren.

Wer diese faserigen und mikroconcentrischen Massen — welche man weder mit secundären Hohlraumausfüllungen noch mit dem Umwandlungsproduct gewisser Gemengtheile verwechseln darf — zuerst beschaut, wird wohl kaum auf den Gedanken kommen, hier veränderte Stellen der ursprünglich entglasten Zwischenpartieen vor sich zu haben, bis das Studium der verschiedenen Zersetzungsstadien der letzteren ihn zur zweifellos richtigen Deutung geleitet. Nur der nasse Weg kann es gewesen sein, auf welchem diese Veränderung von statten gegangen ist.

Die geschilderten Vorgänge werden mitunter noch dadurch bestätigt, dass in den grösseren Feldspathen derjenigen Gesteine, deren ehemalige Zwischenmasse schon vollständig ein radial-strahliges, grünes oder braunes Umwandlungsproduct darstellt, ausgezeichnete Einschlüsse liegen, welche die ursprüngliche Entglasungsbeschaffenheit noch beibehalten haben und selbst wohl ein Bläschen in sich erkennen lassen. Ja man kann in einem und demselben Feldspath beobachten, dass blos bei den seiner compacten Masse eingebetteten wohlconservirten Einschlüssen diese Structur bewahrt blieb, während diejenigen, welche durch ein den Feldspath durchsetzendes Spältchen getroffen wurden, ganz in eine (grünliche) feinstrahlige Masse verändert erscheinen, die auf das genaueste mit der nunmehr die Zwischenpartieen des eigentlichen Gesteinsgewebes bildenden übereinstimmt.

Es scheint, dass überhaupt jene trüben, schmutzig gelbbraunen und lichter oder dunkler grünen fleckenartigen oder keilförmigen Partieen (von oft feinfaseriger oder mikrosphaeroidaler Zusammensetzung), die man in Dünnschliffen etwas angegriffener Anamesite, Grünsteine, Melaphyre gar häufig schon mit blossem Auge erkennt, ihre Gegenwart, Farbe und Structur der Alteration einer zwischengedrängten, ganz oder fast ganz entglasten Masse verdanken. Doch gilt es hier auf der Hut zu sein vor einer Verwechselung derselben mit den grünlichen, ebenfalls oft faserigen Umwandlungsproducten der Augite und Olivine, welche indess oft noch die ehemaligen Krystallcontouren im Durchschnitt offenbaren.

(4. Mikrofelsit.)

In der Grundmasse mancher Gesteine beobachtet man u. d. M. eine eigenthümliche Ausbildung eines Theils derselben, welche man Mikrofelsit (F. Z., Mikroskop. Beschaffenh. 1873. 280) zu nennen pflegt; diese Substanz entbehrt, wie die vorigen, als solche der selbständigen Contouren, ihre Begrenzungen werden durch diejenigen der krystallinischen Gemengtheile vorgezeichnet und sie dringt als rundliche Buchten wohl in die letzteren hinein. Der Mikrofelsit repräsentirt ein Entglasungsproduct, welches bei seiner typischen Ausbildung, im gewöhn-

lichen Licht betrachtet, sich nicht als ein eigentliches structurloses Glas darstellt, sondern bei starker Vergrösserung eine Zusammensetzung aus ganz unbestimmten oft halbverflossenen Körnchen, Schüppchen, Fäserchen offenbart. Dass aber andererseits hier nicht etwa ein mikrokrystallinisches Aggregat von Partikelchen vorliegt, welche die bei solchen Aggregaten übliche Individualisation und Dimension besitzen, das zeigt sich bei der Prüfung der Substanz zwischen gekreuzten Nicols, indem der typische Mikrofelsit alsdann durchaus dunkel ist und bei einer vollen Horizontaldrehung auch dunkel bleibt, sich also, so untersucht, wegen des Mangels einer jeden Einwirkung auf polarisirtes Licht von eigentlichem Glas nicht unterscheidet. Der Mikrofelsit ist also weder ein Glas, noch auch ein Aggregat von erkennbaren, optisch wirksamen anisotropen Partikelchen.

Die Farbe der eigentlichen mikrofelsitischen Substanz pflegt in dem Schliff sehr hell zu sein, lichtgraulich, -gelblich, -röthlich, bis fast farblos; im Allgemeinen ist ihre Lichtdurchlässigkeit etwas geringer, als die eines wirklichen Glases, was mit ihrem Mangel an Structurlosigkeit zusammenhängt. Ihre kleinen verwaschenen Fäserchen und Körnchen besitzen manchmal rohere oder entschiedenere Anlage zur radialen Anordnung, ohne dass damit eine optische Wirkung verbunden wäre. Oft ist sie mit kleinen dunkeln, nicht zu ihrem Bestande gehörigen Globuliten durchsät, welche wohl ebenfalls an gewissen Stellen eine roh-radialstrahlige Richtung verfolgen, oder mit bräunlichgelben und bräunlichrothen Körnchen einer Eisenverbindung regellos durchsprenkelt. Doppeltbrechende in dem Mikrofelsit liegende Mineralpartikel gehören natürlich ebensowenig zu demselben, wie krystallinische Gemengtheile zu einem Glas, aus welchem sie ausgeschieden sind.

Die mikrofelsitische Masse erscheint nur höchst selten in der Form jener charakteristischen, zwischen die grösseren krystallinischen Gemengtheile eingeklemmten Partieen, wie die vorige, sondern bildet meist zusammenhängende Stellen, deren Summe sehr häufig über die Gemengtheils-Individuen das Übergewicht erlangt. Zudem sind es vorzugsweise recht kieselsäurereiche Gesteine, wie Quarzporphyre und noch mehr die Rhyolithe, in denen sie zur Entwickelung gekommen ist, während die vorige Ausbildungsweise (3) hauptsächlich mit basischeren Felsarten verknüpft befunden wurde.

Eine letzte Glasbasis mag in manchen mikrofelsitischen Massen zugegen sein, wenn sie auch als solche nicht deutlich erkennbar hervortritt. Bei minderer Erfahrung kann es leicht geschehen, dass mikrofelsitische Substanz mit trüb zersetztem Feldspath verwechselt wird.

In der ersten Auflage seiner »Massigen Gesteine« (1877) vertrat Rosenbusch die Ansicht, dass der im Vorstehenden entwickelte Begriff des Mikrofelsits seiner Natur nach verschiedene Dinge in eine und dieselbe Kategorie zusammenfasse, dass er auch kryptokrystalline Grundmassen in sich berge und dass derselbe nach seiner eigenen Auffassung beschränkt werden müsse auf Substanzen ohne Einwirkung auf polarisirtes Licht (gleichwohl redet er im Widerspruch mit sich selbst an mehreren Stellen dieses Werkes, z. B. S. 84 von doppeltbrechendem

Mikrofelsit). Obschon nun im Neuen Jahrb. f. Miner. 1878. 515 dargethan wurde, dass zwischen der ersten von F. Z. aufgestellten Definition dieser Substanz und derjenigen Begriffsbestimmung, welche Rosenbusch später dafür entwickelte, gar kein wesentlicher Unterschied obwaltet, indem u. a. auch in jener der typische Mikrofelsit als optisch isotrop schon bezeichnet wurde, so hat doch Rosenbusch, ohne von dieser Berichtigung Kenntniss zu nehmen, jene bezügliche Stelle unverändert in die zweite Auflage seines genannten Werkes (1887. 376) übergehen lassen. Es muss daher hier noch einmal betont werden, dass typischer Mikrofelsit und »kryptokrystalline Grundmasse« (im Sinne von R., d. h. mikrophanerokrystallin aber adiagnostisch, vgl. auch S. 455) für den Urheber der Begriffsbestimmung zwei ganz getrennte Dinge waren und sind, wovon sich Jeder überzeugen mag, welcher die angeführten Stellen einsieht. Die vier wesentlichen Momente: die Verschiedenheit von homogenem Glas, das Nichtzerfallen in erkennbare wirklich individualisirte Theilchen, die optische Isotropie, die Zusammensetzung aus unbestimmten allerkleinsten Körnchen und Fäserchen u. s. w. finden sich dort 1873 schon genau so hervorgehoben, wie in den anscheinend corrigirenden Auseinandersetzungen von Rosenbusch. Insbesondere ist es ganz ungerechtfertigt, wenn es a. a. O. S. 371 heisst, dass die erste Begriffsbestimmung des Mikrofelsits auch »amorph-doppeltbrechende« Substanz mit umfasst habe.

Cohen hat auch einmal versucht, den ursprünglichen Begriff des Mikrofelsits weiter abzuklären in seinen »Erläuternden Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg u. s. w. im s. ö. Afrika, Hamburg 1875. 78«. Schon der Satz, dass der Mikrofelsit in seinem Sinne »stets eine Einwirkung auf polarisirtes Licht zeigt, mag sie auch noch so schwach sein«, erweist aber, dass er sich hier überhaupt nicht mit Mikrofelsit, sondern mit einer ganz anderen Substanz beschäftigt.

Wenn es sich nun um die Frage handelt, als was der Mikrofelsit eigentlich aufzufassen sei, welcher weder ein Glas noch ein mit unseren Hülfsmitteln als solches erkennbares Aggregat nachweislich krystallinischer Partikelchen ist, so liegt die grösste Wahrscheinlichkeit dafür vor, dass er in seiner ganz typischen Ausbildung am Ende doch nur ein ganz aussergewöhnlich feines, im richtigen Sinn des Wortes mikrokryptokrystallines Aggregat adiagnostischer Theile darstelle. Wenn wir gewahren, dass die allerwinzigsten lichtdurchlässigen Mikrolithen z. B. solche von Augit, in dem hellen Glas, in welchem sie liegen, trotz ihrer unzweifelhaften krystallinischen Natur gar keine optische Wirkung durch chromatische Polarisation mehr auszuüben scheinen, sondern, soweit unser Unterscheidungsvermögen geht, zwischen gekreuzten Nicols mit dem Glas zugleich dunkel werden, so ist es keine ungerechtfertigte Vorstellung, dass auch ein verfilztes Aggregat von so ungemein minutiösen länglichen und rundlichen Körperchen, welche selbst in dem dünnsten Schliff zu zahlreichen einander überdecken und einzeln gar nicht unterscheidbar sind, ebenfalls zwischen gekreuzten Nicols optisch nicht mehr zu wirken im Stande ist, obschon dem einzelnen eine Individualisation nicht abzusprechen ist. Eine solche Masse von

unerkennbar feinsten anisotropen Partikeln müsste wohl u. d. M. ein ähnliches Ansehen zeigen und sich im polarisirten Licht so verhalten, wie der typische Mikrofelsit. Dass der letztere also dennoch nur eine Erscheinungsform eines so beschaffenen eigenthümlichen submikroskopischen Aggregates sei, ist im hohen Grade wahrscheinlich.

Wenn aber der eigentliche Mikrofelsit ein äusserst submikroskopisches Aggregat von richtungslos kreuz und quer gelagerten krystallinischen Theilchen darstellt, dann ist es im Hinblick auf die Thatsache, dass er fast allein in kieselsäurereichen, alkalihaltigen, kalkarmen Gesteinen auftritt und darauf, was man von seiner übersauren chemischen Zusammensetzung weiss oder mit Recht vermuthet, weiter höchst wahrscheinlich, dass er entweder ein mechanisches allerfeinstes Gemenge von Orthoklas und Quarz darstellt — eine Schlussfolgerung, zu welcher u. A. auch Teall (British Petrography 1888. 402) sowie Brögger (Z. f. Kryst. XVI. 1890) und Iddings gelangten, oder dass hier jene homogene, von Forchhammer, Genth, Sart. v. Waltershausen angenommene, einstmals Krablit oder Baulit geheissene Substanz allein vorliegt, welche als ein Glied der Feldspathgruppe die allgemeine Formel $R_2O \cdot Al_2O_3 \cdot xSiO_2$ besitze, worin $x > 6$ (meist 9 oder 12), ein Feldspath also, in welchem das Molekularverhältniss der Monoxyde zu dem der Thonerde wie in allen Feldspathen 1 : 1 sei, aber der SiO_2-Gehalt den des Orthoklases und Albits bedeutend übersteige. Ausserdem könnten dann noch Gemenge dieser Substanz einerseits mit Quarz, andererseits mit Feldspath bestehen. Zu dieser letzteren Ansicht von der Homogenität des eigentlichen Mikrofelsits und seiner gelegentlichen Mengungsfähigkeit bekennt sich Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 389). Mit beiden Auffassungen würde in Verbindung stehen, dass mit dem typischen Mikrofelsit Substanzen verbunden sind, welche wohl bisweilen einen ganz schwachen und verschwommenen Lichtschein zwischen den gekreuzten Nicols aussenden. Zwischen der eigentlichen mikrofelsitischen Masse, welche nicht in einzelne erkennbare Individuen zerfällt und einem Aggregat zwar höchst winziger aber augenscheinlich krystallinischer körniger Individuen scheint es (wie schon in der ersten Beschreibung durch F. Z. hervorgehoben wurde) noch Mittelglieder und Entwickelungs-Übergänge zu geben, welche wegen ihrer schwer zu bestimmenden Ausbildung weder mehr recht als erstere, noch schon sicher als letzteres gelten können. In der Grundmasse vieler Quarzporphyre z. B. gibt es Stellen, die bei gekreuzten Nicols ein sehr klein und unregelmässig geflecktes oder fast marmorirtes Polarisationsbild liefern, welches sich über die fehlende optische Wirkung des Mikrofelsits erhebt, während es andererseits doch nicht direct nachweisbar ist, dass hier leibhaftige Quarz- und Feldspath-Individuen im kleinkörnigen Gemenge vorliegen. — Bei den oben angeführten Vorstellungen über die Natur des Mikrofelsits würde er nur dann noch auf den Namen Basis einigen Anspruch besitzen, sofern zwischen den kleinsten Partikelchen etwas echtes Glas als letztes wirklich structurloses Substrat vorhanden sein sollte, was z. B. von Küch für wahrscheinlich gehalten wird.

Die Erscheinung, dass die wellig verlaufenden Stränge dichtgeschaarter

Mikrolithen den eigentlichen Mikrofelsit ohne Störung ihrer fluidalen Ordnung (ebenso wie die etwa vorhandene Glasmasse) durchziehen, lässt darauf schliessen, dass er später fest geworden ist, als jene letzten für sich erkennbaren krystallinischen oder krystallitischen Ausscheidungen. Was sein Verhältniss zur typischen Glasbasis anbelangt, so scheinen die gegenseitigen Grenzverhältnisse oft die ja auch von vornherein auf Grund seiner Beschaffenheit naheliegende Folgerung zu gestatten, dass seine Ausbildung derjenigen des Glases nachfolgte, womit z. B. die Beobachtung übereinstimmen würde, dass die Hornblende eines Gesteins innerhalb der Glasparticen unverändert, innerhalb des benachbarten Mikrofelsits an ihrem Rande kaustisch alterirt ist.

Die Substanz oder die Substanzen, aus denen der Mikrofelsit besteht, sind nun aber, wie ebenfalls schon in der ersten Begriffsbestimmung betont wurde, auch einer radialfaserigen Anordnung fähig, und so scheint ein grosser Theil der als Sphaerolithe bezeichneten Gebilde zu entstehen (S. 475). Sofern diese Gruppirung der Partikelchen deutlicher zur Geltung kommt, gesellt sich mehr oder weniger erkennbar eine Doppelbrechung hinzu. Dies ist wohl so zu erklären, dass bei solcher Lagerung die Theilchen bestrebt sind, ihre Elasticitätsaxen parallel oder radial zu stellen, in Folge dessen die minimalen optischen Wirkungen der einzelnen sich im gleichen Sinne summiren. Indem die Fasertheilchen kräftiger ausfallen, gehen eigentliche Felsosphaerolithe mit praecisem Interferenzkreuz und erkennbarem Charakter der Doppelbrechung hervor. Nun ist es ja allerdings schwerlich zu beweisen, dass die Substanz des gewöhnlichen isotrop erscheinenden Mikrofelsits und diejenige dieser optisch relativ hochgradig wirksamen Sphaerolithe wirklich identisch ist, aber es sprechen dafür die zu verfolgenden Übergänge. Immerhin muss diese letzterwähnte sphaerolithische Gruppirungsform und der anfangs erwähnte isotrop erscheinende Mikrofelsit auseinandergehalten werden.

Anm. Recht unbestimmt ist der Gebrauch, der von französischen Petrographen mit dem Wort Pétrosilex gemacht wird; in Beschreibungen von sphaerolithischen Gesteinen findet man Ausdrücke wie: la matière pétrosilicieuse, la substance pétrosilicieuse, la structure pétrosilicieuse, l'aspect pétrosilicieux, la cassure pétrosilicieuse u. s. w. Michel Lévy sagt zwar (Structure et classif. des r. érupt. 1889. 20—24), dass Pétrosilex dasselbe bedeuten solle, wie Mikrofelsit, aber dann heisst es von ihm, er sei »ein theilweise amorphes Magma, imprägnirt mit einer schon in dem Zustande von Opal oder Chalcedon individualisirten Kieselsäure«. In dem Tableau des minéraux des roches (1889) von Michel Lévy und Lacroix steht Pétrosilex dagegen als »Melange de quartz sphérolithique dominant et de feldspath« hinter Quarz, chemisch charakterisirt als Kieselsäure mit etwas Thonorde und Alkali.

C. Unkrystallinische Ausbildung.

Die hierher gehörigen Vorkommnisse bestehen in ihrer reinsten Form lediglich aus einer nicht individualisirten Substanz, welche alsdann zur Hauptsache glasig entwickelt ist (krystallfreier Obsidian, Perlit, Tachylyt). Wie man aber

diejenigen Gesteine, in deren krystallinischem Aggregat nur äusserst spurenhafte, kaum hervortretende Glasmaterie steckt, dennoch zunächst den krystallinischen anreihen kann, so schliessen sich den unkrystallinischen auch umgekehrt in erster Linie solche an, in welchen eine gegen die weitaus vorwaltende amorphe Hauptmasse ganz zurückstehende spärliche Ausbildung von Krystallen oder Mikrolithen Platz gegriffen hat. Selbstredend liegen viele Mittelglieder zwischen dieser Structurabtheilung und den normalen halbkrystallinischen Gesteinen vor, wogegen in der Richtung nach der rein krystallinischen Ausbildung ein eigentlicher Übergang nur selten vorkommt. Dieser Structur-Typus ist unter allen dreien am seltensten entwickelt.

Über die Absonderung der vorwaltenden Glasmassen in perlitische Kügelchen s. Perlit. — Neben dem optisch normalen Verhalten des Glases kommen auch hier Erscheinungen abnormer Doppelbrechung vor, ähnlich den auf S. 693 besprochenen. Wo fluidale Glassträhne mit einander verflochten sind, zeigt sich in ihnen wohl eine schwache Doppelbrechung und dann liegen die Auslöschungsrichtungen solcher Particen gewöhnlich parallel und rechtwinkelig zur Längsausdehnung der Streifen, oder mit anderen Worten zur Flussrichtung des Magmas; da die Axe der kleineren optischen Elasticität mit der letzteren zusammenfällt, so hat also durch die Bewegung ein parallel mit ihr gerichteter Zug stattgefunden. — Bei der Absonderung des Glases in perlitische Kügelchen erfolgt wohl eine Herausbildung von Interferenzkreuzen, welche negativen (in ganz seltenen Fällen ausnahmsweise positiven) Charakter besitzen; hier geschieht es auch mitunter, dass dann bei der Drehung das Kreuz in zwei Hyperbeln mit genäherten Polen auseinandergeht. Rutley erwähnt die Erscheinung, dass der centrale Theil, wo die Kreuzarme sich durchschneiden würden, als rundlicher Fleck dunkel bleibt, also von dem Kreuz gewissermassen nur die vier Enden erscheinen, was mit der Wahrnehmung übereinstimmen würde, dass die Doppelbrechung in gepressten und rasch gekühlten Glasplatten gegen den Rand der letzteren zunimmt (Q. journ. geol. soc. XXXVII. 1881. 396).

Die sauren Glasgesteine werden im Vergleich mit den chemisch übereinstimmenden aber krystallinisch struirten Gesteinen in beträchtlichem Maasse von alkalischen Flüssigkeiten (z. B. concentrirter kochender Kalilauge) angegriffen. Nach den Versuchen von Delesse werden dem Obsidian, Perlit, Pechstein dadurch bis zu 40 % an Stoffen entzogen, darunter vornehmlich Kieselsäure. Bei gleichen Umständen ist die Einwirkung des Alkalis um so grösser, je reicher die Gläser an Kieselsäure sind. Ein wasserhaltiges Glas wird leichter durch Alkali angegriffen, als wenn es durch Glühen entwässert worden ist; bei dem Perlit vom Cabo de Gata verhält sich der Verlust durch Alkali vor und nach dem Glühen fast wie $2\frac{1}{2} : 1$. Auf diese sauren Gläser zeigen Säuren umgekehrt sozusagen gar keine Einwirkung (Delesse, de l'action des alcalis sur les roches, Bull. soc. géol. (2) XI. 1854. 127).

Von der Erscheinungsweise der in den massigen Gesteinen weitverbreiteten mikroskopischen Fluctuationsstructur war schon früher (S. 462) die Rede.

Von Michel Lévy stammt der Seitens französischer Autoren vielfach angenommene Vorschlag, Structur, mineralogische Zusammensetzung und Erstarrungsverhältnisse eines Eruptivgesteins durch eine Formel auszudrücken (Structure et classification des roches éruptives, Paris 1889). Um das Verständniss derselben zu vermitteln, muss zunächst die Terminologie und Classification, auf welche sie begründet ist, auseinandergesetzt werden. Er unterscheidet mit Fouqué zunächst als die zwei Hauptgruppen:

Γ **Roches granitoïdes** (gleichmässig körnig struirte, nicht-porphyrische Gesteine), welche nach ihm zwar auch zwei unterscheidliche Erstarrungsperioden aufweisen, von denen aber die ältere wenig durch Grössenverhältnisse oder mechanische und chemische Beeinflussung der Bildungen charakterisirt ist, indem die beiden Phasen ähnliche Producte lieferten.

Π **Roches trachytoïdes ou porphyriques** (porphyrische Gesteine), mit zwei deutlich unterschiedenen Erstarrungsperioden, davon die zweite die feinere Grundmasse liefert.

Indem nun weiter zunächst die aciden Gesteine, diejenigen mit einem Überschuss freier Kieselsäure in dem Magma der zweiten Consolidation betrachtet werden, wird bei den *Roches granitoïdes* die Structur unterschieden als:

α **granitique**, Gemengtheile meist xenomorph, namentlich der Quarz xenomorph (hypidiomorph Rosenbusch).

β **granulitique**, Gemengtheile mehr automorph entwickelt, namentlich der Quarz die Automorphie anstrebend (panidiomorph Rosenbusch).

γ **pegmatoïde**, Quarz und Orthoklas gleichzeitig als Schriftgranit ausgebildet (granophyrisch Rosenbusch).

Diese drei Structuren sind entièrement cristallines (holokrystallin Rsbsch.). Sie kehren wieder in der Grundmasse der *Roches porphyriques* als α **microgranitique**, β **microgranulitique**, γ **micropegmatoïde** (hierher auch Sphaerolithe aus Mikropegmatit). Ausserdem zeigt die Grundmasse dieser aciden Porphyrgesteine noch Structure

φ **globulaire**, radialstrahlige Sphaerolithe, imprägnirt mit optisch einheitlich orientirtem Quarz, einheitlich auslöschend (pseudosphaerolithisch und z. Th. mikrofelsitisch Rosenbusch); Grundmasse oft aus xenomorphen Feldspathen und Quarzen. Der Etat cristallin ist semicristallin.

π **pétrosilicieuse**, Züge und Sphaerolithe mit dunklem Interferenzkreuz von radial angeordneter Substanz und Structure concrétionnée (hierher gehören Felsosphaerite, Belonosphaerite von Orthoklas, gepresste Glaskügelchen). Der Etat cristallin ist semicristallin bis vitreux.

Sodann folgen die Gesteine, welche keine freie Kieselsäure in dem Magma der zweiten Consolidation enthalten (basische Gesteine). Sie zeigen als Structuren bei den *Roches granitoïdes*:

δ **grenue** (= granitique): Feldspath als letzte Festwerdung formt die anderen Gemengtheile ab; Dimensionen der Gemengtheile isometrisch nach allen Richtungen;

ω **ophitique**; ein Bisilicat, meist Pyroxen, ist zuletzt verfestigt und dient als Cäment namentlich für leistenförmig ausgezogene oder tafelförmig gestaltete Feldspathe (ophitische Str.).

Auch unter den basischen Gliedern der *Roches trachytoïdes* kehren diese beiden stets ganz krystallinen Structuren δ und ω in der Grundmasse wieder; ausserdem besitzen dieselben aber noch die Structure

μ **microlitique**, charakterisirt durch das Dasein mehr oder weniger verlängerter Mikrolithen, die bisweilen krystallitischen Formen genähert sind, oft mit Fluidalerscheinungen; der Etat ist semicristallin bis vitreux; hierher auch die variolitische Structur.

Weiterhin bedeuten bei den:

accessorischen, eisenhaltigen, titanhaltigen Mineralien u. s. w.

F_1 Magnetit	F_4 Perowskit	F_7 Titanit
F_2 Titaneisen	F_5 Apatit	F_8 Orthit
F_3 Spinelle	F_6 Zirkon	F_9 Granat.

eisen- und magnesiahaltigen Silicaten:

O Olivin	P_1 Aegirin	A_1 natriumhalt. Amphibol
H_1 Hypersthen	P_2 Malakolith	A_2 grüner Amphibol
H_2 Bronzit	P_3 Diallag	A_3 brauner Amphibol
H_3 Enstatit	P_4 Augit	M schwarze Glimmer.

feldspathähnlichen Silicaten:

l Leucit	s_1 Sodalith
n Nephelin	s_2 Haüyn
h Melilith (Humboldtilith)	s_3 Nosean.

Feldspathen:

	a Alkalifeldspathen	t Kalknatronfeldspathen.
	a_1 Orthoklas	t_1 Oligoklas-Andesin
	a'_1 Mikroklin	t_2 Labradorit
	a_2 Anorthoklas (Parorthoklas)	t_3 Anorthit
	a_3 Albit	
ferner	q Quarz	m weisser Glimmer.

Wie man sieht, erhalten die eisenhaltigen Mineralien einen grossen, die farblosen einen kleinen Buchstaben. — Begonnen wird die Formel mit den griechischen Buchstaben, welche die allgemeinere und speciellere Structur bedeuten.

Dann folgen nach einem Querstrich, von links nach rechts aneinandergereiht, die Buchstaben für die Gemengtheile in der Reihenfolge wie ihre Ausscheidung begann, wobei die Buchstaben für die vorherrschenden Gemengtheile als Antiqua, diejenigen für die accessorischen cursiv gesetzt werden. Über die Gemengtheile der ersten Erstarrungsperiode wird ein horizontaler Strich gezogen, die unterstrichenen sind diejenigen der zweiten Erstarrungsperiode; ± vor dem Buchstaben bedeutet, dass der Gemengtheil vorhanden oder abwesend sein kann. Einige Beispiele dienen als Erläuterung:

$$\Gamma\alpha — \overline{(\mathrm{F}_{5-8})\,(\mathrm{M})\,(\mathrm{t}_1\,\underline{\mathrm{a}_1}}\underline{\,a'_1\,a_3\,\mathrm{q})}$$

Hornblendegranit; granitoides Gestein mit freier Kieselsäure, mit Structure granitique und den Gemengtheilen: Apatit, Zirkon, Titanit, Biotit, Oligoklas-Andesin, Orthoklas, Mikroklin (access.), Albit (access.), Quarz; die ersten sieben Gemengtheile bilden — nach Michel Lévy — die I. Consolidation, die letzten vier die II. Consolidation. Orthoklas a_1 gehört beiden Consolidationen an.

$$\Gamma\omega — \overline{(\mathrm{F}_{1.2.5})\,\mathrm{O}\,P_1\,A_3\,M)}\,\underline{(\mathrm{t}_{2.3})\,(\mathrm{P}_{3.4})}$$

Diabas; granitoides Gestein ohne freie Kieselsäure mit ophitischer Structur und den Gemengtheilen: Magnetit, Titaneisen, Apatit (diese drei access.), Olivin, Aegirin, braune Hornblende, Biotit (diese 3 access.) — diese sieben als I. Consolidation — ferner Labradorit, Anorthit, Diallag, Augit — als II. Consolidation.

$$\Gamma\delta — \overline{(\mathrm{F}_{1.2.3.6.7})\,P_2\,\mathrm{A}_2\,M)\,\mathrm{t}_1\,\underline{\mathrm{a}_1}}\underline{)\pm a'_1}$$

Syenit; granitoides Gestein ohne freie Kieselsäure, mit structure grenue und den Gemengtheilen: Magnetit, Titaneisen, Apatit, Zirkon, Titanit, Malakolith (access.), grüne Hornblende, Biotit (access.), Oligoklas-Andesin, Orthoklas — diese als I. Consolidation, während auch Orthoklas und noch eventuell Mikroklin als II. Consolidation auftreten.

$$\Pi\gamma — (\mathrm{F}_{5.6}\,\overline{(H_2\,P_{2.3}\,A_{2.3}\,\mathrm{M})\,(\mathrm{t}_1\,\underline{\mathrm{a}_1\,\mathrm{q}})}$$

Quarzporphyr mit mikropegmatitischer Grundmasse und den Gemengtheilen: Apatit, Zirkon, Bronzit, Malakolith, Diallag (diese drei access.), grüne und braune Hornblende (beide access.), Biotit, Oligoklas-Andesin, Orthoklas, Quarz — alle in I. Consolidation, die letzten zwei auch in II. Consolidation.

Störend an diesen Formeln ist, dass aus ihnen nicht ersehen werden kann, welche Gemengtheile makroskopisch in einer Grundmasse hervortreten, was doch für den Ausdruck des Gesteinshabitus gar nicht gleichgültig ist; in dieser Hinsicht ist in dem letzteren Quarzporphyr der höchst mikroskopische Zirkon geradeso behandelt wie die vielleicht erbsendicken Quarze. Ob ein Porphyr Quarz und Feldspath oder nur einen derselben und welchen ausgeschieden zeigt, geht aus den Formeln nicht hervor. — Weiterhin beruht das Ziehen der oberen und unteren Striche, die Auseinanderhaltung in eine I. und II. Consolidation auf recht subjectiven Anschauungen; dies zeigt sich u. a. besonders schlagend daran, dass M. Lévy auch für die gleichmässig körnigen, granitoiden und nicht-porphyrischen Gesteine zwei Consolidationen annimmt, während fast alle anderen Petrographen darin für kein Mineral einen Gegensatz zwischen I. und II. Con-

solidation anerkennen wollen. — Die Signatur Lévy's steht bis jetzt fast ausschliesslich in Frankreich in Gebrauch.

Durch v. Chrustschoff wurden noch einige Veränderungen an diesen Formeln vorgeschlagen, wodurch dieselben allerdings auf Kosten der Übersichtlichkeit in hohem Grade mit Symbolen überladen werden (Mélanges géol. et pal. St. Pétersbourg, 4. Dec. 1890; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 225): Das accessorische Dasein von Mineralien wird zweckmässig nicht durch Cursivdruck, sondern durch einen Punkt über dem Buchstaben dargestellt; 2 Punkte bedeuten: sporadisch, sehr selten; — das Zeichen >< deutet an, welcher Structur das Gestein näher steht; der untergestellte griechische Buchstabe, dass die betreffende Ausbildungsweise ganz untergeordnet und selten hinzutritt; — ein über den Buchstaben gesetztes ω, μ »zeigt an, welchem Gemengtheil hauptsächlich die ophitische oder mikrolithische Structur zukommt«; — Mpg ist das Zeichen für Mikropegmatit; — $\Gamma\sigma$ das für miarolitische, feindrusige Structur; — $\vee$ über dem Buchstaben: »in krystallitischen Wachsthumsformen ausgebildet«; — ϱ (z. B. $\Pi\varrho$) »glasig mit Mikrolithen«. — $\sim$ über dem Buchstaben bedeutet »zersetzt, doch ist das ursprüngliche Mineral noch deutlich erkennbar«. Ein Beispiel ist:

$$\Gamma\delta > \underset{\gamma}{\Gamma\omega} — \overline{(F_{\dot{1}.2.\ddot{5}.\dot{6}})\,(\pm \dot{O})\,(\dot{H}_2\,\overset{\omega}{\dot{P}}_{3.1})}\;\underline{t\,F_2\,\dot{a}_1\,(\pm \dot{M}pg)}$$

Diabas: d. h. also ein granitoides Gestein ohne freie Kieselsäure, von vorwiegend körniger mit Übergängen in ophitische Structur, auch ganz selten mit pegmatitischen Stellen, enthaltend an Gemengtheilen Magnetit (access.), Titaneisen, Apatit (access.), Zirkon ganz sporadisch, eventuell access. Olivin, Bronzit (access.), Diallag, durch welchen die ophitische Structur bedingt wird, Augit, Plagioklas, Orthoklas (access.), eventuell access. Mikropegmatit. Die I. Consolidation reicht bis zum Plagioklas inclusive; die II. Consolidation umfasst noch einmal Plagioklas, noch einmal Titaneisen, dann den Orthoklas und Mikropegmatit.

Specielle Vorgänge bei der Gesteinsverfestigung.

Um einen Einblick zu gewinnen in die speciellen Vorgänge bei der Festwerdung der massigen Erstarrungsgesteine ist es vielleicht nicht unzweckmässig, auszugehen von den verschiedenen Mineralien, welche an einem solchen Gestein sich betheiligen können und zu fragen, welche Rolle dieselben darin mit Bezug auf die verschiedenen möglichen Processe der Gesteinsbildung spielen. Es scheint, dass sich alsdann die Entwickelungsgeschichte des Gesteins in ihren Hauptzügen übersichtlich, wenn auch mit Offenlassung zahlreicher Fragen, erläutern lässt. Die im Folgenden versuchte Betrachtungsweise schliesst es allerdings ein, dass zunächst einige minder häufige, auch ihrem Wesen nach nicht nothwendige Ereignisse während der Gesteinsbildung zur Sprache kommen und von demjenigen Acte, welcher das eigentliche Hauptmaterial der Gesteine lieferte, erst im Verlauf (unter 4) die Rede ist.

1) Mineralien, welche überhaupt als fremde, von dem Eruptivgestein anderswoher aufgenommene Partikel gelten müssen.
2) Mineralien, festgeworden, bevor die eigentliche Consolidation des Magmas zu der Hauptgesteinsmasse begann.
3) Mineralien, entstanden durch die Einwirkung des Magmas auf die Substanzen 1 und 2.
4) Mineralien, gebildet als Producte der eigentlichen normalen Consolidation des Magmas.
5) Mineralien, entstanden noch während der Consolidation des Magmas, jedoch in deren letzten Stadien und kaum mehr als eigentliche Ausscheidungsproducte aus demselben anzusehen.
6) Mineralien, welche keiner der vorgenannten Kategorieen angehören, deren Zurechnung zu 7 aber zweifelhaft ist.
(7) Producte nach der Verfestigung des Gesteins aus dessen vorhandenen Gemengtheilen auf secundärem Wege gebildet, oder in Hohlräume des Gesteins durch Infiltration abgesetzt.)

1.

Ein Erstarrungsgestein kann Mineralien in sich aufweisen, welche überhaupt nicht aus seinem Magma ausgeschieden sind, sondern von früher existirenden Gesteinen herstammen und entweder eingeschlossene Fragmente durchbrochener Felsarten darstellen oder vielleicht als starr gebliebene Reste von grösstentheils eingeschmolzenen Massen zu deuten sind. Diese Mineralien brauchen daher ihrer Natur nach gar nicht in die übrige mineralogische Zusammensetzung des eigentlichen Gesteins und auch gar nicht in sein chemisches Bild hineinzupassen. Von den eingeschlossenen ganzen Bruchstücken fremder Gesteine ist — als Mineralaggregaten — hier nicht weiter die Rede.

Diese Erscheinung ist keineswegs selten und man beobachtet namentlich Individuen von Quarz und von Feldspath als derlei erratische, nicht zugehörige Einschlüsse in verschiedenen Gesteinen, z. B. Kersantiten, Diabasen, Melaphyren, Basalten. Der Vorgang, dass eingeschlossene Bruchstücke fremden Gesteins innerhalb des Eruptivgesteins auseinandergetrieben und ihre einzelnen Gemengtheile isolirt werden, nennt man die Zerspratzung, für welche vielfache Beispiele vorliegen; sie wird wahrscheinlich begünstigt durch die Verwandlung des die zarten Klüftchen zwischen don Mineralien ausfüllenden Gesteinswassers in Dampf. Die dunkeln Ganggesteine des Tannebergthals (Sect. Falkenstein, Kgr. Sachsen) enthalten bis 6 cm lange Orthoklase und bis 1,5 cm grosse Quarzkörner in sich als Gemengtheile zerspratzten Granits und diese werden auch von Granitbruchstücken begleitet, welche ihren Zusammenhang bewahrt haben. Der bei der Zerspratzung losgelöste Glimmer des Granits ist meist innerhalb des Eruptivgesteins eingeschmolzen worden (Schröder, Sect. Falkenstein; H. Credner, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 706; vgl. S. 541). — Bei Nieder-Bobritzsch durchsetzt nach Sauer ein aphanitischer Augitsyenit den porphyrartigen Biotitgranit, hüllt Bruch-

stücke davon ein, durchzieht ihn in zahllosen feinen Äderchen dermassen, dass auch losgelöste grosse Quarze und Feldspathe des Granits in der dunkeln Syenitmasse erscheinen (ebendas. 703). — Im s. w. Ostthüringen enthalten schwarze Melaphyrgänge neben eingeschlossenen Granitbrocken auch so viele durch Zerlösung derselben isolirte Orthoklase und Quarze, dass sie dadurch wie porphyrisch erscheinen (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1885. 188). — Ein Diabasgang beim Steinberg an der Hohwaldstrasse enthält rundliche Granitbrocken, über faustgrosse Körner und Brocken von rissigem fettglänzendem Quarz, milchweisse über 1 cm lange Karlsbader Orthoklaszwillinge, auch fremde Plagioklase (Klemm, Sect. Neustadt-Hohwald 1890. 20). — Die Karlsbader Orthoklaszwillinge und Quarzdihexaëder, welche in einem Glimmerdioritgang des Quittenthals liegen, leitet Schroeder aus der Zerspratzung eines mit dem Gang vergesellschafteten Granitporphyrs ab (Sect. Zwota 1884. 27). — Nach Roth (Geologie III. 40) umschliesst der Diabasgang im Biotitgranit von Naju, Süd-Chöllado, Korea, einzelne Quarze und Orthoklase des Granits. — Der Melilithbasalt des pomologischen Gartens in Görlitz schliesst zufolge vom Rath schmutzigweisse matte Brocken von Orthoklas und solche von Quarz ein, welche aus dem benachbarten Granit stammen (N. Jahrb. f. Min. 1876. 856). — Bei Urbeis enthält der in dem Granit aufsetzende Basaltgang aus dem ersteren stammende Orthoklaszwillinge und abgerundete Quarzkörner (Bücking, Mitth. Commiss. f. geol. Landesunters. v. Els.-Lothr. I. Heft 3. 1888). — Quarz und Feldspathkörner aus Granit führt der Nephelinbasalt der Steinkuppe s. ö. von Holzhau (Beck, Sect. Nassau, 1887. 50), ebenfalls aus Granit herrührende Quarzkörner der Feldspathbasalt des Brechelsbergs bei Striegau (Trippke, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 153). — Brögger beschreibt, wie die in dem aufgepressten Magma des Elaeolithsyenits schwimmenden Fragmente von Augitsyenit durch gegenseitige Reibung ellipsoidische oder kugelige Formen erhielten und um diese Einschlüsse herum sich der randliche Detritus derselben mit den Krystallisationsproducten des fluidalen Elaeolithsyenits vermengte, so dass oft gar keine scharfen Grenzen bestehen (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 106). — Ausserordentlich zahlreich sind in Mitteldeutschland die Vorkommnisse, wo aus dem durchbrochenen mesozoischen Sandstein herstammende Quarzkörner in den Basalt gerathen sind (vgl. Contacterscheinungen bei Basalten). — Die Basaltlaven von Niedermendig am Laacher See enthalten durch Zerspratzung von Granit-einschlüssen isolirte Quarze, Orthoklase, Plagioklase (Laspeyres, Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 345).

Als andere ähnliche fremde Einschlüsse dieser Art sind hierher zu rechnen manche Vorkommnisse von Cordierit, Granat, Sapphir, Zirkon, namentlich in trachytischen und basaltischen Gesteinen.

Die eigenthümlichen Veränderungen, welche diese isolirten fremden Mineraleinschlüsse innerhalb des Eruptivmagmas erlitten haben, finden sich an anderen Orten erläutert (S. 594. 715). Die durch das Dasein der Einschlüsse umgekehrt an dem Magma selbst hervorgebrachten Beeinflussungen sind unter dem Begriff der endogenen Contacterscheinungen behandelt.

2.

In einem Eruptivgestein können gewisse Mineral-Individuen als allererste Ausscheidungsproducte festgeworden sein, bevor die eigentliche Consolidation des Magmas zu der Hauptgesteinsmasse anhob; ihrer Natur nach sind sie in Folge dessen meist von den Producten der normalen Erstarrung verschieden. Häufig haben sich hierher gehörige Individuen derselben oder verschiedener Art zu Aggregaten zusammengeballt. Hierher sind zu zählen z. B. Aggregate von sehr basischen Plagioklasen und Hypersthen in Andesiten, welche als normale Gemengtheile andere Plagioklase und monokline Pyroxene zeigen. Desgleichen scheint in vielen Fällen die braune sog. basaltische Hornblende eine Rolle zu spielen, welche sie in diese Rubrik verweist. Diese Producte bilden einen Übergang zu den primären concretionären Schlieren, welche als Aggregate an einem anderen Orte (S. 788) zur Sprache gelangen.

An dieser Stelle mögen auch die rundlichen oder stumpfeckigen Quarzkörnchen erwähnt werden, welche, als diesem Gestein sonst ganz fremde Gemengtheile, in manchen nordamerikanischen Basalten vorkommen. Zuerst ist Diller für dieselben mit der Ansicht aufgetreten, dass diese Quarze nicht (zur Mineralgruppe 1 gehörige) fremde aufgenommene Einschlüsse, sondern vielmehr integrirende Theile des Basaltmagmas seien. Auch Iddings erblickt in diesen Quarzen primäre Ausscheidungsproducte aus dem Magma, entstanden in einer früheren ersten Erstarrungsperiode unter anderen physikalischen Bedingungen, namentlich unter der Einwirkung von überhitztem Wasserdampf auf das unter hohem Druck befindliche Magma. Bei einer theilweisen oder vollständigen Erstarrung sei eine Scheidung des Magmas in chemische Extreme eingetreten, in einen sauren, sozusagen frei gewordenen Theil, welcher im Stande war, Quarz und saure Silicate zur Ausscheidung zu bringen, und in einen mit Wasser übersättigten basischen Rest. Wird der Druck durch das Aufbrechen von Spalten aufgehoben, so muss der leicht schmelzbare basische Theil ausserordentlich rasch in Fluss gerathen. Mit dem bei der Eruption entweichenden Wasser fällt dann aber die Stütze der Existenzfähigkeit der ausgeschiedenen sauren Gemengtheile, dieselben erleiden eine Resorption, welche jedoch durch die in Folge der Abkühlung eintretende Verfestigung des Gesteins unterbrochen wird. Die beim Eruptionsacte erfolgte Wiederverflüssigung der Gesteinsmasse habe nicht ausgereicht, um diese Quarze wieder völlig zu resorbiren; so seien sie bei der endlichen Erstarrung erhalten geblieben, gewissermassen als fremde Körper, und es haben sich auch um sie jene Schalen von radial gestellten Augit- oder Hornblende-Nädelchen ausbilden können, wie sie um die überhaupt als fremde anderswoher aufgenommene Einschlüsse geltenden Quarzkörner so oft entstehen (Am. Journ. of sc. XXXVI. 1888. 208; Bull. U. S. geol. survey No. 66. 1890; vgl. auch die spätere Beschreibung der sog. »Quarzbasalte«).

In ähnlicher Weise spricht sich Goller über Quarze und Feldspathe in den Kersantitgängen des südl. Vorspessarts aus, welche von Anderen zu der Gruppe 1 gezählt werden (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VI. 1889. 560). Diese Mineralien

stammen nach ihm aus dem Eruptionsherd der Ganggesteine selbst, ihre chemischen Componenten bildeten in einer früheren Periode Bestandtheile des Magmas. Aber er meint — und zwar dies mit Recht — dass sie sich nicht füglich in der gewöhnlichen Weise von porphyrischen Ausscheidungen gebildet haben könnten, indem »die mineralogische und chemische Zusammensetzung des fertigen Gesteins unter den gewöhnlichen Verhältnissen ihre Existenzfähigkeit verneint, was auch in ihrer theilweisen Resorption bewiesen ist«. Dies passt, wie man sieht, erst recht auf ihre Natur als fremde eingehüllte Bruchstücke. Dennoch schliesst sich Goller der Vorstellung von Iddings an und sucht dieselbe durch das Experiment Daubrée's zu stützen, dass in einer Glasröhre überhitzter Wasserdampf die Substanz des Glases zersetzt in ein wasserhaltiges also mehr basisches zeolithartiges Silicat und in krystallisirten Quarz; »die Einwirkung von überhitztem Wasserdampf kann also recht wohl die Ursache sein, dass eine Auskrystallisirung von reinem Quarz bei einer Basenmenge stattfindet, bei welcher eine solche unter anderen Umständen, etwa bei geringerem Druck nicht möglich war«.

Besteht die erwähnte Auffassung zu Recht, so dürfte natürlich ein so beschaffenes Gestein trotz der Quarze (und Feldspathe) chemisch mit seiner Bauschanalyse nicht aus dem Rahmen des normalen von jenen Mineralien freien Gesteins herausfallen. Iddings führt 3 Analysen eines quarzhaltigen Basalts aus dem Rio Grande-Cañon an, welche allerdings gut (z. B. 51,6—52,4% SiO_2) mit einem quarzfreien Basalt derselben Localität (52,38 SiO_2) übereinstimmen; dagegen hat ein anderer quarzführender Basalt vom Cinder Cone den viel höheren SiO_2-Gehalt von 57,25%, welcher überhaupt für Basalt ganz aussergewöhnlich ist (vgl. weitere Bemerkungen bei Quarzbasalt). Goller fand in einem Kersantit mit besonders viel eingeschlossenem Quarz 57,33, in einem anderen quarzarmen nur 51,80% SiO_2, also doch einen Unterschied von $5^1/_2$% SiO_2, was einer Übereinstimmung der ursprünglichen Magmen nicht gerade das Wort redet; er meint freilich, dass wenn es sich um fremde Quarze handelte, der Unterschied noch viel bedeutender sein sollte.

Immerhin müssen die unter solchen Voraussetzungen sich abspielenden Vorgänge und die Bedingungen, denen jene Magmen ausgesetzt waren, total anders geartet sein, als diejenigen, bei welchen sich gewöhnlich die frühesten Ausscheidungen bilden, denn letztere sind selbst in Gesteinen von mittlerer Acidität gerade umgekehrt vorwiegend basischer als die Gesteinszusammensetzung selbst.

3.

Unter dieser Gruppe werden Mineralien befasst, welche entstanden sind durch die Einwirkung des noch nicht verfestigten Magmas auf einerseits eingeschlossene, dem Gestein überhaupt fremde Mineral-Individuen (1), oder aufgenommene Gesteinsbruchstücke, oder andererseits auf sehr früh schon aus dem Magma ausgeschiedene Mineralgemengtheile (2).

Hierher gehören die Kränze von verwirrt gruppirten blassgrünen Augit-

mikrolithen, welche sich um eingeschlossene fremde Quarzkörner so oft in der Weise abgesetzt haben, dass die von dem corrodirenden Magma abgerundeten Quarze zunächst umgeben werden von einer Glaszone (in welcher wohl ein Gemisch von Magma und gelöster Kieselsäure zu erblicken ist), und um dieselbe sich der Augitsaum herumlegt, dessen Nädelchen einerseits in das Glas hineinragen. Wo solche erratischen Quarze durch Einschmelzung ganz in dem Magma verschwunden sind, kann an dieser Stelle eine Druse grünen Augits erblickt werden, welche mit dem etwa aus dem Magma normal ausgeschiedenen Augit genetisch nichts zu thun hat. Solche Augithüllen um fremde Quarze sind eine weitverbreitete Erscheinung (S. 595). — Ferner sind hierher zu zählen die Ausscheidungen von sonst in dem Gestein nicht vorkommenden Spinellkryställchen um die Ränder fremder Gesteinsbruchstückchen, die als ebensolche Contactproducte auftretenden Cordieritkryställchen (vgl. endogene Contacterscheinungen).

Auf frühzeitig aus dem Magma zur Ausscheidung gelangte grössere Krystalle vermag dasselbe, abgesehen von den mechanischen Beeinflussungen (welche sich in Deformationen, Abrundungen, Verbiegungen, Knickungen, Aufblätterungen und förmlichen Fracturen kundgeben), auch solche chemischer Art auszuüben, welche gegebenenfalls eine Anschmelzung und Corrosion der Krystalle zu Wege bringen; ferner kann das Magma durch eine ihm zu Theil gewordene Temperaturerhöhung diese Krystalle verändern. Wie diese Vorgänge zu Stande kommen, ist Gegenstand späterer Erörterung. An dieser Stelle handelt es sich darum, dass solche Einwirkungen unter gewissen Umständen auch zu einer Neubildung besonderer Mineralien Veranlassung geben können, welche dann nicht eigentlich zu den Producten der normalen Gesteinserstarrung (Gruppe 4) gehören, da sie eben an das Dasein jener gegebenen Primärausscheidungen gebunden sind. Letztere werden von den durch ihre Mitwirkung gebildeten Substanzen äusserlich wie von einem Rand oder einem Hof umgeben. Diese Ränder pflegen aber auf die grösseren und älteren, eben hier in Rede stehenden Ausscheidungen beschränkt und um diejenigen sehr kleinen Individuen derselben Art, welche sich etwa an der eigentlichen Grundmasse betheiligen, nicht entwickelt zu sein.

Insbesondere eingehend sind diese Vorgänge bei den im Schnitt braunen Hornblendekrystallen untersucht worden, die auch verhältnissmässig häufig davon betroffen wurden; Andesite, Trachyte, Phonolithe, auch ältere Porphyrite liefern gute Beispiele. Hier besteht die Veränderung in den am weitesten vorgeschrittenen Fällen darin, dass sich aus der äusseren Hornblendesubstanz ein randliches Aggregat von Augitkörnchen und -Prismen gebildet hat, vermengt mit Magnetit oder sog. Opacit. Doch sind diese neugebildeten Mineralien wohl in der Mehrzahl der Fälle nicht direct als solche zu erkennen und es hat auch längere Zeit gedauert, bis die Betheiligung des gelblichen oder bräunlichen Augits daran festgestellt wurde. Meistens ist es ein dunkler wenig oder gar nicht auflöslicher Rand, welcher die Hornblende äusserlich umzieht, deren Schnittumrisse roh wiedergebend und mehr oder weniger weit in dieselbe hineingreifend, oft so tief einwärts, dass im Inneren nur ein kleiner Fleck der Hornblende übrig

geblieben erscheint. Dieser Rand um die Hornblende wurde 1876 von F. Z. als ein Product der »kaustischen Veränderung durch das Magma« gedeutet (Microsc. petrography. Washington 1876. 94. 123 und Sitzgsber. sächs. Ges. Wiss. 1877. 181). Weiterhin erfolgte die Erkenntniss des Magneteisens in demselben, wobei jedoch jene Erklärung nicht angenommen, vielmehr der Rand (soweit nicht sein Dasein auf Einschlüssen beruhe) als Product einer Umwandlung der Hornblende auf nassem Wege angesehen wurde (Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 195). Diejenigen, welchen sodann auch der Nachweis des Augits in diesen Rändern gelang, beschränkten sich indessen zunächst auf die blosse Beschreibung und vermieden das Eingehen auf eine specielle genetische Deutung, indem sie lediglich überhaupt eine Umwandlung dabei anerkannten, wie Oebbeke (ebendas. Beilageb. I. 1881. 474), Höpfner (ebendas. 1881. II. 171), Becke (Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 171). Mügge (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 224) und Kotō (Quart. journ. geol. soc. XL. 1884. 139) haben zuerst wieder diese Neubildung von Augit und Magnetit aus der Hornblende als ein Product der Umschmelzung durch das Magma hingestellt und seitdem darf diese Anschauung als allgemein angenommen gelten. Ein ausführliches Literaturverzeichniss über diese Umwandlungen gab Hyland in Min. u. petr. Mittheil. X. 1889. 240.

Mit der Umwandlung durch das Magma ging auch eine mechanische Beeinflussung Hand in Hand; daher die unzweifelhaft fragmentare Natur so vieler der dunkel umrandeten Individuen und die oft beobachtete Erscheinung, dass an den Enden der Durchschnitte der schwarze Rand förmlich zerrissen und die Grundmasse, welche in solchen Gesteinen deutliche Fluctuationsstructur zu zeigen pflegt, in die Hornblende eingedrungen ist. Je tiefer der Process der kaustischen Alteration einwärts vorschritt, desto mehr wurde die Form des angegriffenen Krystalls verwischt. Diese Deutung macht es auch erklärlich, dass die schwarze Kruste oft an der Oberfläche allmählich lockerer wird und sich in einzelne Körnchen auflöst; und es mag sein, dass viele der im Gestein vertheilten dunkeln Partikelchen als feinzertheilte pulverige Körnchen des pyrogenen Umwandlungsproductes der Hornblende aufgefasst werden müssen. Die keilförmigen und splitterigen Bruchstücke der Hornblende sind in der Regel ganz von dem schwarzen Rand umsäumt, welches erweist, dass dieser nichts mit der ursprünglichen Krystallbildung zu thun hat, sondern der Hornblende hier erst nach der Fractur zu Theil geworden ist. Dies wird dadurch nicht widerlegt, dass man auch Bruchstücke findet, welche die dunkle Zone nur an denjenigen Randlinien aufweisen, die den ursprünglichen Krystallflächen entsprechen, nicht aber ebensowohl auch längs der Rupturlinien: denn dieselben sind Fragmente von peripherisch schon alterirten Krystallen, welche nach der Zertrümmerung als solche nicht mehr weiter angegriffen wurden. Gerade die letztere Erscheinung, welche die sehr frühe, schon vor der Krystall-Zersplitterung erfolgte Ausbildung des schwarzen Randes erweist, widerstreitet aber zugleich der Annahme, als ob es sich bei demselben um eine der secundären Alterationen auf nassem Wege handle, welche sich an Krystallen erst später innerhalb des längst ver-

festigten Gesteins ereignet haben, indem es gar nicht denkbar ist, dass diese sich blos auf einzelne Flächen von Bruchstücken beschränkt haben sollte.

Der magmatische Rand findet sich auch da, wo Grundmasse in die Hornblende eindringt, stets auf der Grenze zwischen beiden Substanzen. Er pflegt da zu fehlen, wo nicht die Grundmasse direct, sondern z. B. ein grösserer Pyroxen oder Feldspath an die Hornblende angelagert ist, indem diese Gemengtheile die Hornblende vor der Einwirkung des Magmas geschützt haben; daraus ergibt sich nebenbei, dass dieselben schon vor jener Randbildung ausgeschieden waren. — Wenn die dunkeln Aggregate allein im Schliff vorliegen, ohne Hornblende in ihrem Inneren zu zeigen, so kann das wohl auf vollständiger Ersetzung der Hornblende beruhen; andererseits aber kann und wird häufig diese Erscheinung den Grund haben, dass ein umrandeter Krystall tangential angeschnitten ist, ohne die innerliche Hornblende zu treffen. Der Fall, dass die Hornblende im Innersten umgewandelt ist, darum eine frische reine Zone folgt und das Äussere wieder den dunkeln Rand zeigt, mag dadurch erklärt werden, dass ein umgewandeltes Individuum, durch Strömungen an einen anderen Ort im Magma geführt, hier normal weiter wuchs, dann später peripherisch alterirt wurde. — Nach Siemiradzki entsteht Hornblende im Gegensatz zum Augit in der Tiefe bei starker Durchtränkung des Magmas mit überhitzten Wasserdämpfen und hohem Druck und die erwähnte Umrandung sei zurückzuführen auf Einwirkung des trocknen (von den krystallbildenden Wasserdämpfen befreiten) feuerflüssigen Magmas auf die in ihm schwimmenden Krystalle (N. Jahrb. f. M., Beilageb. IV. 1886. 207); doch steht dieser Auffassung wohl die gar nicht seltene ausgezeichnete gleichzeitige Verwachsung von Hornblende und Augit (z. B. in den Andesiten Columbias) entgegen.

Was nun die einzelnen Producte aus der Hornblende anbetrifft, so kann man an den Augitsäulchen, wenn sie grössere Dimensionen gewinnen, nicht selten ihre schiefe Auslöschung constatiren (von Kotō zuerst zu 36° gemessen). Bisweilen liegen sie parallel zu einander und zu den Rändern des Hornblendekrystalls. Die dunkeln impelluciden Partikel sind jedenfalls zur Hauptsache Magnetit und oft recht deutlich als kleine Oktaëderchen gestaltet. Wenn einerseits, im Einklang damit, mehrfach ihre Löslichkeit in Salzsäure dargethan wurde, so wurden sie andererseits mitunter, z. B. von Rudolph als unlöslich darin befunden, was vielleicht mit einem jeweiligen hohen Gehalt an Titansäure im Magnetit zusammenhängt. Rudolph hebt als Einwand gegen die Magnetitnatur hervor, dass der Körnchenrand bisweilen gänzlich in braunes Eisenoxydhydrat umgesetzt vorliegt, während die unzweifelhaften Magnetitkörner der Grundmasse diese Umwandlung gar nicht zeigen. Übrigens ist die Möglichkeit wohl nicht ausgeschlossen, dass die dunkeln Partikel zum Theil ein unbestimmtes Eisensilicat darstellen. Das gegenseitige Quantitätsverhältniss zwischen Augit und Eisenerz scheint in hohem Grade zu wechseln. — Da Augit im Allgemeinen mehr Kalk als Eisen enthält, und bei der Hornblende das Umgekehrte der Fall ist, so würde die Randbildung darauf hinauslaufen, dass sich die Eisenverbindung

ausschied und der deshalb kalkreicher gewordene Rest als Augit krystallisirte. — Wenn gewöhnlich die Rinde von Augitprismen und Opacitkörnern unmittelbar auf der Hornblende aufsitzt, so fehlt auch die Erscheinung nicht, dass die letztere zunächst von einer schmalen Schicht Grundmasse umgeben ist und sich dann erst ein Kranz aus jenen beiden Mineralien zeigt, mehr oder weniger conform der Hornblendeperipherie; hier ist das Augitopacitaggregat wohl nicht direct aus der Hornblende entstanden, sondern aus dem aufgelöste Hornblendesubstanz enthaltenden Magma.

In anderen Fällen, wie es scheint, vorwiegend in Gesteinen von basaltischer Natur, besteht die ebenso zu deutende Umrandung der Hornblende nicht aus Augit, sondern vorwiegend aus sehr dunkelbraunen bis schwärzlichen, seltener hellbraunen prismatischen Stäbchen, keulenförmigen Körperchen, bisweilen auch anscheinend wohl blattförmigen Gebilden, welche ebenfalls mit Opacit vergesellschaftet sind; sie pflegen nicht wirr durcheinander zu liegen, sondern zu mehreren parallelen Reihen geordnet, die sich meist unter Winkeln von circa 60° schneiden. Da sie stark pleochroitisch sind und neben gerader auch eine schiefe Auslöschung von 11°—14° (nach Hyland auch steigend bis zu 20°) daran beobachtet wurde, so hat man sich daran gewöhnt, in ihnen ebenfalls Hornblende zu sehen (ob hier ein cossyritähnliches Mineral vorliegt, steht dahin). Es ist allerdings nicht leicht zu erklären, wodurch die Tendenz der randlich aufgelösten Hornblende, als Augit auszukrystallisiren, hier überwunden wurde. Im Allgemeinen scheint diese Umwandlung in sog. Hornblende weiter einwärts einzudringen als diejenige, bei welcher Augit gebildet wird, obschon im Allgemeinen hier die äussere Form des Umrisses besser gewahrt zu sein pflegt; die neugebildete Hornblende ist durchschnittlich von dunklerer Farbe als die ursprüngliche. Hyland befand in Gesteinen des Kilimandjaro dieses Aggregat brauner Stäbchen innig vermengt mit kleinen Augitkryställchen, ist aber mit Recht im Zweifel, ob letztere in solchem Falle auch Umwandlungsproducte seien und nicht vielmehr aus der Grundmasse stammen. Vgl. über diese Umwandlung:

F. Zirkel, Basaltgesteine, Bonn 1870. 26.
van Werveke, N. Jahrb. f. Min. 1879. 824.
Sommerlad, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 139.
Doss, Min. und petr. Mittheil. VII. 1886. 514.
Lenk, Zur geol. Kenntn. der südl. Rhön, Inaug.-Dissert. Würzburg 1887. 80.
Hyland, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 236.
Hatch, Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 350.
Karl Vogelsang, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 18.

In den Höfen um Hornblende finden sich zwischen den Augiten und Opaciten nicht selten kleine Leistchen oder Körnchen von Plagioklas eingeklemmt; es ist wieder schwer zu entscheiden, ob dieses Mineral hier ebenfalls aus der Hornblende hervorgegangen, oder ob es als ein Gemengtheil der Grundmasse in den sich bildenden Hof hineingerathen ist. Hatch hat sich gelegentlich seiner Untersuchungen für die erstere Auffassung ausgesprochen (Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 344). — Weiterhin ist in den Umwandlungszonen um die Horn-

blende auch eine Bildung braunen Glimmers wahrgenommen worden, z. B. von v. Lasaulx, von Renard in Gesteinen der Fidschi-Insel Kantaou.

In dem Hornblendeandesit vom Iztaccihuatl finden sich an der Stelle von Hornblende Haufwerke von etwas Magnetit, wasserhellem ungestreiftem Feldspath und kleinen blassgrünen pleochroitischen und gerade auslöschenden, quergegliederten Hypersthenprismen, deren Verticalaxen mit jener des völlig oder bis auf geringe Spuren verschwundenen Hornblendekrystalls zusammenfallen (Lenk). In Daciten des Cabo de Gata beschreibt Osann scharfbewahrte Hornblendeformen, äusserlich und tiefeingreifend bis zum völligen Verdrängen ersetzt durch ein erzreiches Aggregat von Pyroxenmineralien, welche bisweilen wirr durcheinanderliegen, öfter aber so gegen die Hornblende orientirt sind, dass beide die Prismenzone und verticalen Pinakoide gemein haben; einzelne Pyroxensäulchen erreichen bis 0,1 mm Durchmesser. Dieser Pyroxen ist theils Augit, theils Bronzit; auf einem Hornblendeschnitt nach ∞P∞ {010} löschen die ersteren fast alle gleichzeitig unter 41° schief, die letzteren mit ihrer Längsrichtung aus. Osann hält es für fraglich, ob namentlich angesichts der scharfen Erhaltung der Hornblendeformen hier der übliche magmatische Resorptionsprocess vorliegt (Z. geol. Ges. 1891. 699). Hatch erwähnt in Andesiten von Arequipa gleichfalls den Hypersthen unter den an Stelle der Hornblende getretenen Producten. Bemerkenswerth ist, dass in allen diesen Vorkommnissen rhombischer Pyroxen auch als eigentlicher Gesteinsgemengtheil auftritt.

Schliesslich gehört zu den Neubildungsproducten aus der magmatisch alterirten Hornblende noch der Olivin. Mügge sagt von Hornblendeandesiten der Azoren: »Der Olivin scheint bisweilen aus Hornblende durch Umschmelzen hervorgegangen zu sein, da er gern in den charakteristischen Magnetit-Augitaggregaten derselben liegt« (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 225). Fast gleichzeitig scheint Petzhold ähnlich entstandenen Olivin wahrgenommen zu haben (Petr. Stud. an Basaltgest. d. Rhön; Inaug.-Diss. Halle 1883. 27). Auch Hyland erwähnt, dass aus dem neugebildeten Aggregat von brauner Hornblende, Magnetit und Augit »manchmal farblose lebhaft polarisirende Blättchen hervorleuchten, die an Olivin erinnern« (Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 239).

Die Umformung von Hornblende in Augit und Eisenerz ist nicht auf ältere und jüngere Effusivgesteine beschränkt, sondern kommt ausnahmsweise auch bei plutonischen Gesteinen vor, wie im Elaeolithsyenit der Serra de Monchique, der Serra de Tinguá. — Übrigens vermuthet Belowsky, dass in manchen Fällen die dunkle, im Schliff braunrothe Beschaffenheit der Hornblende schon etwas secundäres, und dieselbe durch kaustische Einwirkung aus gemeiner grüner entstanden sei, wobei er die S. 302 angeführten Wirkungen einer künstlichen starken Glühung auf die letztere im Auge hat.

Ein weiteres Mineral, welches in seinen frühen Ausscheidungen dem Magma gegenüber ebenfalls zu intensiven Resorptionen und Neubildungen neigt, ist der Biotit. In den Querschnitten sieht man, dass der Vorgang insbesondere von der Basis 0P her einwärts fortschreitet. Der Rand besteht manchmal aus deutlich

erkennbarem Magnetit (in Salzsäure löslich) und grünlichen oder gelblichen Augitpartikelchen: wo dieselben prismatisch ausgebildet sind, liegt nicht selten ihre Längserstreckung parallel der Basis des Biotits. Oft ist aber auch hier der schwarze Rand bei stärkster Vergrösserung und grösster Dünne nicht aufzulösen. Die hier entstehenden opaken Flecken sind vielfach von den durch die Hornblende gelieferten nur schlecht zu unterscheiden, doch scheint es im Allgemeinen, als ob aus dem Biotit grössere Magnetitkörner und vielleicht spärlichere Augite resultirten als aus der Hornblende. Beim Biotit ist insofern der Vorgang etwas anders geartet als bei der Hornblende, weil der erstere nicht selbst den Kalk darbietet, dessen der neu entstehende Augit bedarf, und ausserdem das Kali des Biotits nicht in den Augit eingeht; es ist daher wohl Kalk aus dem Magma aufgenommen, Kali in dasselbe eingetreten. Dass sich aber der dunkle Rand thatsächlich auf Kosten des Biotits gebildet hat, geht auch daraus hervor, dass er so oft hexagonale Form hat und um so breiter ist, je weniger innerlich von dem Biotit erhalten blieb. Freilich zeigt sich an dem der Fluctuation entsprechenden linsen- und schmitzenartigen Ausgezogensein der Umwandlungsproducte, dass dann das präexistirende Mineral völlig erweicht war.

In dem aus Biotit hervorgehenden Augit-Opacitaggregat ist, wie in dem aus Hornblende entstandenen, bisweilen ein mit Olivin identificirtes Mineral beobachtet worden. — Busz erwähnt als Neubildungsproducte aus dem Biotit der Lava vom Firmerich bei Daun und vom Errensberg (Eifel) ausser Magnetit und Augit auch Glimmer selbst (Verh. naturh. Ver. Rh. u. W. Bonn 1885. 425); dabei sind die Magnetitkrystalle schnurweise parallel der Längsaxe der Glimmerschnitte geordnet. Clements beobachtete in ähnlicher Weise, dass an den durch magmatische Einwirkung eingebuchteten Biotiträndern ein Saum von dunklerem Glimmer neugebildet sass, ein Aggregat sehr kleiner Blättchen, welche anscheinend mit dem ursprünglichen Glimmer parallel gestellt waren.

Auch der dunkle nach innen verblassende Rand, welcher sich so oft um die Biotite der Minetten und Kersantite findet, wird als ein Corrosionsphänomen aufgefasst; bei Einbuchtungen folgt derselbe den secundären Umrissen einwärts. Linck fand, dass bei der Behandlung des Schliffs mit Salzsäure der dunkle Rand mehrerer Minetten-Biotite vollkommen farblos wird und an seiner Stelle eine gegen den unzersetzten centralen Theil des Glimmers scharf abgegrenzte isotrope Substanz erscheint, welche er für amorphe Kieselsäure hält; er glaubt, dass der dunkle Rand eine durch die magmatische Corrosion hervorgerufene peripherische Umwandlung darstelle, in der Weise erfolgt, »dass die Alkalien und alkalischen Erden dem Mineral z. Th. entrissen wurden, während sich das Eisen, für welches bei der Feldspathbildung (der Minette) keine Verwendung möglich war, vielleicht in der Form von Magneteisen in der Randzone anhäufte« (Mitth. d. Commiss. f. d. geol. L.-Unters. v. Els.-Lothringen, I. 1887. 69).

Über hierher gehörige Erscheinungen am Olivin wird, wie es scheint, nur von Busz berichtet: in der Lava des Kahlenbergs bei Dreis (Eifel) häufen sich die den Olivin erfüllenden massenhaften Magnetitkörnchen nach dem Rande zu

so sehr an, dass ein völlig opaker Saum entsteht, »eine Erscheinung, welche wohl durch Einschmelzung des Olivins hervorgerufen wurde«. In der Lava vom Sonnenberg bei Pelm »ist an Stelle der Krystallumrisse des Olivins eine breite Schmelzzone entstanden; um den erhaltenen Kern lagert zunächst ein Aggregat, welches aus neugebildetem Augit und Glimmer besteht, dieses wird dann von einem Kranz neugebildeten Magnetits umgeben« (Verh. naturh. Ver. Bonn 1885. 431. 434).

Dass der Augit eine ähnliche Umwandlung zeigt, wie die Hornblende, ist nur äusserst selten angeführt worden und es offenbart sich der auffallende Gegensatz namentlich da, wo beide Mineralien neben einander in demselben Gestein vorkommen, und dann die Hornblende sehr erheblich, der Augit nicht im mindesten randlich verändert ist. Pabst berichtet von einem Andesit von Arita, Japan, dass alle, auch die flaschengrünen Augite, gleich der Hornblende, mit »Opacitrand« umzogen seien (Z. geol. Ges. XXXII. 1880. 258). Bestätigt wurde dies für andere japanische Andesite durch Kotō, welcher in dem Rand Augitkörnchen erkannte, die gleiche optische Orientirung mit dem innerlichen Augit aufwiesen (Quart. journ. geol. soc. XL. 1884. 437). J. Roth beschreibt in einem Augitandesit aus der Gegend des Vulkans Maipo in Chile einen Theil der Augite derart umgewandelt, dass neben dem breiten Saum von Erzkörnern nur ein schmaler Augitkern übrig blieb (Sitzgsber. Berliner Akad. 1885. 563; ob es sich hier wirklich um eine Umwandlung in Erz handelt, ist einigermassen fraglich). Nach C. von John ist in einem Porphyrit vom Charson-Pass im westl. Alburs (Persien) nicht nur Biotit und Hornblende, sondern auch der wohl krystallographisch umgrenzte Augit, im Schliff von grüner Farbe, »opacitisch umrandet« (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXV. 1885. 42); nach ihm hat ebenfalls der Augit im Andesit von Rzegocina bei Bochnia fast immer eine sog. opacitische Umrandung (Verh. geol. R.-Anst. 1886. 213). Eine dunkle Randzone erscheint auch nach v. Andrian in den schwarzen Augitandesiten des Bosporus, nach Lagorio in denen des Kasbek. Žujović befand Augit vom Vulkan Tolima umgeben mit einem Aggregat von Magnetit, kleinen Augitkrystallen und Chalcedon. In Lavabomben des Dreiser Weihers fand Busz ein etwas grösseres Augitkryställchen »mit einer breiten Schmelzzone umgeben, welche hauptsächlich aus unregelmässigen Körnchen neugebildeten Augits zu bestehen schien«. Grössere Augitformen in der Lava von der Kasselburg bei Pelm zeigten nur kleine Reste von Augit, verbunden durch vermittels »Einschmelzung« erzeugte Neubildungsproducte, nämlich Augitkörnchen, Magnetitkrystalle und Glimmerblättchen, deren Aggregat den Augitraum ausfüllte; ob daneben vorhandene Perowskitkörner Einschlüsse oder Neubildungen seien, liess er unentschieden (Verh. naturh. Ver. zu Bonn, 1885. 430. 438). Damit dürften die thatsächlichen und behaupteten Beispiele für diese Erscheinung zur Zeit erschöpft sein. — Vielleicht handelt es sich, wie auch Küch gelegentlich meint, bei dem »schwarzen Rand« der Augite um einen secundären Rand von rothem Eisenoxyd oder einen braunen von Eisenoxydhydrat, welcher nur im durchfallenden Licht betrachtet wurde und dann schwarz erschien.

Bemerkenswerth ist, dass um rhombische Pyroxene, wie z. B. um Hypersthen bis jetzt fast nie ein ähnlicher Rand beobachtet worden ist. Das, wie es scheint, einzige Beispiel berichtet Rinne von dem Nephelinbasalt des Hohenbergs bei Bühne, wo die eingebetteten Bronzitkörner umgeben werden von einem Saum dichtgedrängter, aus ihrer randlichen Umschmelzung hervorgegangener Körnchen, welche aus Olivinpartikelchen mit Glas dazwischen bestehen (Sitzgsber. Berl. Akad. XLVII. 1891. 971).

Es ist einigemal betont worden, dass die magmatischen Ränder, namentlich um Biotit um so ausgeprägter seien, je mehr krystallin und je glasärmer die Grundmasse entwickelt sei, und dass sie sich in den Gesteinen mit vorwiegend glasiger Basis überhaupt nicht finden, weil hier die Verfestigung zu rasch erfolgte (vgl. z. B. Rosenbusch, Min. 1885. 484; Mass. Gest. 1887. 659). In columbischen Daciten und Andesiten beobachtete Küch oft, dass der Hornblende innerhalb des Glases der schwarze Rand allgemein fehlt, dass sie ihn aber innerhalb einer Grundmasse mit reichlichen Krystallausscheidungen oder einer solchen von mikrofelsitischer Ausbildung besitzt; ja wo ein Hornblendekrystall theils in einer glasigen, theils in einer fleckenartigen mikrofelsitischen Partie liegt, entbehrt er den schwarzen Rand innerhalb der ersteren, zeigt er ihn in der letzteren. Ein entgegengesetztes Beispiel liefert u. a. das von Judd untersuchte ausgezeichnete Quarzglimmerporphyrit-»Pechsteinglas« von Taybridge in Fife, worin »the biotite-crystals not unfrequently show the black margin so common in the biotites and hornblendes of andesites« (Quart. journ. geol. soc. XLII. 1886. 428). Lagorio wendet sich gegen den von Rosenbusch ausgesprochenen Satz, dass bei sehr rascher Verfestigung des Magmas zu einer Glasbasis die Existenz des Biotits nicht gefährdet sei; er ist der Meinung, dass die Einwirkungsdauer der Schmelze hier gar nicht in Betracht komme, und unterstützt sie durch das Experiment, dass für eingetragenen Biotit »eine fast momentane Einwirkung einer Schmelze genügt, um den opaken Saum unter Umständen hervorzubringen« (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 462).

Von Sollas wird für die zweiglimmerigen irischen Granite aus Leinster behauptet, dass primärer Muscovit zu einem grossen Betrage betrachtet werden könne als Product der magmatischen Einwirkung auf verfestigten Biotit. Die einzigen Gründe für diese Auffassung sind das zonare Eingewachsensein von sehr irregulär endenden Biotitstriemen in Muscovit und die Erscheinung, dass da, wo an der Grenze zwischen beiden ein Zirkon theils im Biotit theils im Muscovit liegt, die pleochroitische Aureole ihn nur innerhalb des ersteren, nicht auch im Muscovit umgibt, sowie dass Zirkone randlich ganz im Muscovit gefunden werden, für welche dann ein Aureolensegment nicht in diesem, sondern in dem angrenzenden Biotit erblickt wird (Trans. r. Irish acad. XXIX. part XIV. 1891. 449).

Was die experimentelle Nachahmung der im Vorstehenden geschilderten Vorgänge anbetrifft, so haben schon lange vor deren mikroskopischem Studium bekanntlich Mitscherlich, Berthier, G. Rose durch Versuche gezeigt, dass geschmolzene Hornblende bei der Erstarrung Augitform annimmt. Nach Doelter

46*

und Hussak (N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 24) behielten Hornblenden, eingetaucht in basaltische und andesitische Schmelzen zwar ihre äussere Form, veränderten sich aber entweder am Rande oder gänzlich in ein Aggregat von Magnetitkörnchen und vorwaltenden winzigen lichtbräunlichen, violettlichen bis fast farblosen Körnchen und Kryställchen von Augit, letztere von der Form $\infty P . \infty \bar{P} \infty . \infty \breve{P} \infty . P$ und einem Prismenwinkel von ca. 85°; in einem Falle waren dieselben optisch gleich orientirt und ihre Verticalaxen gingen parallel derjenigen der ursprünglichen Hornblende. — Arth. Becker, welcher schon in früheren Versuchen (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 1) das abweichende Verhalten von Hornblende und Augit, die in basaltische Schmelzflüsse eingetaucht wurden, constatirt hatte, erhielt bei dem Schmelzen basaltischen Augits vom Wolfsberg neben einem Aggregat fast farbloser monokliner Augite viele unregelmässig gestaltete Fetzen einer dunkeln Substanz. In der Schmelzmasse der Hornblende von demselben Fundpunkt schieden sich in einigen Fällen auch grössere bräunlich violette monokline Augite von scharfer Contour und sehr viele helle Augitmikrolithen in einem gelben Glas aus; in anderen Fällen, wenn die Temperatur der Krystallbildung wenigstens im Anfang etwas höher war, entstand ein bräunliches Glas mit einigen Krystallen und vielen fragmentarischen Formen von Olivin; ausserdem zahlreiche unregelmässig begrenzte braune schwach polarisirende Blättchen mit einer Auslöschungsschiefe von ca. 2°—5° gegen die Längsrichtung, vielleicht Hornblende (Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 12). — Auch von Mügge wurde das Hervorgehen von Olivin aus Hornblende bestätigt; schmilzt man Hornblende am Platindraht zu einer grösseren Perle und setzt dieselbe längere Zeit in der Bunsen'schen Flamme der hellen Rothgluth aus, so erscheinen im Dünnschliff der fein gekörnelten Perle stark brechende und doppeltbrechende, parallel der Längsrichtung auslöschende gegabelte Wachsthumsformen, welche auch nach ihrem Verhalten gegen Salzsäure als Olivin zu deuten sind, in einer braunen filzig trüben Glasmasse (N. Jahrb. f. Min. 1886. I. Ref. 51).

An dieser Stelle müssen auch noch andere, mehr räthselhafte Gebilde erwähnt werden, deren Entstehung noch nicht völlig klar ist: förmliche Ersetzungen von ausgeprägten Formen eines Minerals (nicht durch die geschilderten Reactionsproducte, sondern) durch ein Aggregat von Gemengtheilen des Gesteins; diese Bildungen, welche hauptsächlich an Augiten und Leuciten beobachtet wurden, gehören offenbar der ursprünglichen Gesteinsverfestigung an und können nicht als nachträgliche Pseudomorphosirungen auf nassem Wege gelten. Vielleicht darf man sie magmatische Perimorphosen nennen.

So enthalten viele Basalte und Basaltlaven Durchschnitte, bei welchen der charakteristische Umriss von Augiten haarscharf vermittels Zeilen aneinandergereihter Magnetitkörnchen ausgeprägt wird, während das Innere dieser Figuren unmittelbar einwärts ein regelloses Haufwerk von basaltischen Gemengtheilen, von Plagioklas oder Leucit und Nephelin, Augit, Olivin, Magnetit darbietet, genau wie es auch die Gesteinsmasse selbst aufweist (F. Z., Mikr. Beschaff. 1873. 176). Nach Hussak finden sich in den Andesiten von Schemnitz modellscharf ausgebildete

Formen von Pyroxen, die aus einem körnigen Aggregat aller Andesitgemengtheile bestehen. — In Gesteinen der Somma kommen Krystallformen von Leucit vor, welche aus Sanidin und Nephelin bestehen und in der Mitte eine Höhlung zeigen; Rammelsberg fand darin 41—45% löslicher Theile von ziemlich der Zusammensetzung des Nephelins und berechnet, dass es ein Gemenge von 7 Mol. Sanidin und 2 Mol. Nephelin sei, was hier an Stelle des Leucits erscheint (Poggend. Ann. Bd. 98. 1856. 154; Handb. d. Mineralchem. 1875. 444); nach G. Rose betheiligen sich auch bisweilen Augit und Titanit an diesem Gemenge von mitunter messbaren Individuen; Hussak fand auch noch farbloses Glas dazwischen. Daraus und im Hinblick auf die anderen analogen Fälle ergibt sich, dass es sich hier nicht, wie Rammelsberg meint, um eine »Spaltung« von (vorhanden gewesener) Leucitsubstanz in Sanidin und Nephelin handeln kann; Lemberg vermuthete eine Entstehung dieser Körper durch pyrochemische Einwirkung von Natronsalzen auf Leucit (Z. geol. Ges. 1876. 612). In Auswürflingen des Fosso di Faraone am Mte. Somma beobachtete Scacchi weissliche Leucitformen völlig ersetzt durch kleine Sanidine, begleitet von schwarzen Körnern, bisweilen auch von Nephelin und Biotit; auch hier zeigt sich eine innerliche Höhlung, in welche die Sanidinkrystalle spitzenähnlich hineinragen. Bemerkenswerth ist für die Umänderung von aussen nach innen, dass mitunter eine Hülle von Sanidin locker einen nicht veränderten Leucitkern umgibt. G. vom Rath erwähnt einen Auswürfling vom Mte. Somma mit 5 mm grossen Leucitformen, die nur aus Sanidinleisten mit zwischengeklemmtem farblosem Glas bestehen. — Besonders auffallend sind aber die von Derby gefundenen und von Hussak beschriebenen bis 2 cm grossen ikositetraëdrischen Leucitformen aus der Serra de Tinguá, welche mit grobkörniger Elaeolithsyenitmasse erfüllt sind, mit vorwiegendem Orthoklas und Elaeolith, häufig mit vereinzelten Augiten, Hornblenden, Titaniten, Magnetiten. Äusserlich hebt sich von diesem Kern eine dünne Schale ab, zusammengesetzt aus lanzettförmigen Orthoklasen, die normal zu den Umrissseiten der Leucitcontouren stehen. Die Übereinstimmung des Kerns mit der Gesteinsmasse zeigt sich auch darin, dass bisweilen grosse Individuen von Orthoklas oder Pyroxen zur Hälfte in dem ersten, zur Hälfte in der letzteren stecken; ausserdem ist auch die chemische Zusammensetzung im höchsten Grade ähnlich. Analoges wiederholt sich in zugehörigen Porphyrgesteinen (N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 167). Derby stellt sich vor, dass diese Gebilde doch anfangs aus Leucit mit massenhaften Grundmasse-Einschlüssen bestanden haben, dass aber vor der Gesteinsconsolidation ein Zerfall des Leucits in Orthoklas und Elaeolith erfolgt sei; doch ist es nicht sehr wahrscheinlich, dass bei solcher Bildung gerade ein mit der Gesteinsmasse identisches Gemenge entstanden wäre. Später beobachtete Hussak ähnliche viel kleinere ikositetraëdrische Körper in sog. Leucittephriten von Bacurubú und Sta. Cruz in Brasilien, wo sie ebenfalls aus Grundmasse bestehen und ganz von einer Biotithaut umhüllt sind; daneben kommen aber auch Ikositetraëder vor, welche aus Analcim zusammengesetzt und wohl ein Umwandlungsproduct von wirklichem Leucit sind, ferner solche, welche aus abgegrenzten Theilen von derartigem Analcim und Grundmasse bestehen

(ebendas. 1892. II. 159). Wenn Hussak, welcher mit Recht für diese Gebilde mit ihrer so oft wiederkehrenden krystallographischen Form die Natur als Umwandlungspseudomorphose ausschliesst, anfangs dem Magma die »Tendenz zu einer unverwirklichten Leucitbildung« zuschrieb, so war diese etwas mysteriöse Erklärung kaum stichhaltig: entweder entsteht leibhaftiger Leucit, oder er entsteht nicht; im letzteren hier vorliegenden Falle ist nicht einzusehen, wodurch ein Gemenge von Orthoklas, Elaeolith u. a. Mineralien, ein Theil der Gesteinsmasse, veranlasst werden könnte, sich gleichwohl unmittelbar in eine scharfe Leucitform zu begeben. Im weiteren Verlauf seiner Untersuchungen glaubt Hussak, dass in grösserer Tiefe in einer starren oder halbstarren Masse Leucitkrystalle wirklich bestanden haben, dass dann diese Masse durch Entlastung des Drucks wieder mehr oder weniger verflüssigt wurde und die Leucite unter Erhaltung ihrer Form entweder ganz oder theilweise von dem Magma verdrängt wurden; bei diesem Vorgang ist allerdings, abgesehen von der schweren Schmelzbarkeit des Leucits, nicht leicht zu begreifen, weshalb und wie die Form erhalten blieb. — Ähnliche Perimorphosen kommen auch zu Magnet Cove in Arkansas vor.

Vielleicht würde sich hier noch eine weitere engbegrenzte Kategorie anreihen: Mineralien, welche durch die gegenseitige Reaction zwischen einem bereits verfestigten und einem sich verfestigenden eigentlichen Gemengtheil vor der Consolidation des Gesteins entstanden sind; sofern nämlich das Auftreten der eigenthümlichen Zonen von Amphibol oder der Doppelzonen von Pyroxen und Amphibol zwischen Olivin und Feldspath z. B. in den Gabbros so zu deuten ist (wie dies z. B. G. H. Williams im Am. journ. sc. XXXI. 1886. 36 und Frank D. Adams im Canadian Report of sc. 1891. 357 für wahrscheinlich halten) und die Herausbildung derselben nicht etwa erst nach der Verfestigung des Gesteins sich zutrug; vgl. S. 361. Auch Schrauf hatte die Ränder des sog. Kelyphits (S. 366) um Granat als ein primäres Contactproduct zwischen dem letzteren und Olivin erklärt.

4.

Sofern nicht der relativ äusserst seltene Fall eintritt, dass das ganze Magma ohne weitere Individualisirung als eine glasige Masse erstarrt, sofern also die normale Entwickelung krystallinischer Mineralbildungen aus demselben erfolgt, erhebt sich zunächst die wichtige Frage nach der Reihenfolge, welche die verschiedenen Mineralarten in ihrer Ausscheidung innehalten. Dass hier in der That oft gewisse Regelmässigkeiten bestehen, haben schon anfängliche Beobachtungen ausser Zweifel gesetzt; ob es sich dabei aber um allgemeine durchgreifende Gesetze handelt, ist heutigen Tages noch immer eine offene Frage, welche eher verneint, als bejaht werden zu müssen scheint. Die Grundsätze, welche zur Erkennung der Festwerdungsfolge primärer Gemengtheile, von denen hier natürlich allein die Rede ist, zur Anwendung gelangen, sind folgende:

1) Diejenigen Mineralien, welche am besten ihre individuelle Krystallgestalt ausgeprägt aufweisen, sind älterer Entstehung als die, bei welchen solches nicht

der Fall ist; mit dem relativen Alter der Gemengtheile nimmt deren Automorphismus ab. Dies gilt indess nur für den Fall, dass nicht Abschmelzungen und Corrosionen durch das Magma die Gestalt der Krystalle nach ihrer Ausscheidung beeinträchtigt haben, denn dann werden es gerade die zuerst gebildeten sein, welche am meisten diesem Vorgang ausgesetzt waren.

2) Damit hängt zusammen, dass ein Mineral, dessen Contouren durch die selbständigen eines anderen beeinflusst werden, jüngerer Entstehung ist als das letztere (s. unten). Ein und dasselbe Mineral-Individuum kann in seiner Begrenzung zugleich gegen ältere Nachbarn xenomorph, gegen jüngere automorph sein.

3) Sind Individuen eines Minerals eingeschlossen in denen eines anderen, so sind die ersteren vorhanden gewesen, bevor die Verfestigung des letzteren beendigt war.

4) Damit steht in Verbindung, dass Mineralien, welche überhaupt keinerlei fremde Einschlüsse beherbergen, wahrscheinlich zu den Erstlingsproducten der Verfestigung gehören.

5) Hat ein Mineral als Ansatzpunkt für andere, um dasselbe herum gruppirte gedient, so ist es älter als letztere.

6) Durchdringen sich zwei Mineralien in inniger Verwachsung, so dass die einzelnen Partikel je eines derselben unter einander übereinstimmend orientirt sind, so spricht dies für eine gleichzeitige Festwerdung.

7) Mineralien, welche im zerbrochenen Zustand vorliegen und bei denen diese Fracturen nicht auf mechanischen Wirkungen nach der Gesteinsverfestigung beruhen, zählen wahrscheinlich zu den älteren Ausscheidungen.

8) Die auf S. 716 ff. erwähnten Spuren der randlichen magmatischen Einwirkungen stehen mit einer frühzeitigen Ausscheidung der betreffenden Gemengtheile im Zusammenhang.

9) In den Gesteinen mit Porphyrstructur sind die grösseren Ausscheidungen zum Hauptheil älter, jedenfalls nicht jünger, als die meisten der an dem Aufbau der Grundmasse sich betheiligenden Individuen.

Immerhin ist bei diesen Deutungen der Phantasie und subjectiven Erklärung ein gewisser Spielraum gelassen. Die Erscheinung, dass ein Mineral a mit eigenen Contouren in ein anderes b hineingreift, wird auf den ersten Blick und in üblicher Weise (vgl. 2) so gedeutet werden, dass das erstere automorph präexistirt, das letztere sich später an dasselbe angelagert habe. Genau dasselbe Bild wird aber von demjenigen, welcher in jedem irregulären Contourverlauf Corrosionswirkungen zu sehen geneigt ist, gerade umgekehrt erklärt: für ihn hat das Mineral b vorher bestanden, es wurde corrodirt und das Mineral a hat sich mit automorpher Begrenzung später in dasselbe hineingefressen (»eaten into«, vgl. z. B. Sollas, Granite von Leinster, Trans. r. Irish academy, XXIX. part XIV. 1891. 492 u. a. S.).

Bei den folgenden Ausführungen handelt es sich — unter vorläufigem Ausschluss der porphyrisch struirten Glieder — zunächst um den einfachsten bei den gleichmässig-körnigen Gesteinen gegebenen Fall, dass kein Gegensatz

zwischen grösseren Ausscheidungen und Grundmasse vorliegt. Hier, wo für jede Mineralart, oder wenigstens für die meisten derselben nur eine einzige Periode der Festwerdung existirt, könnte man a priori zweierlei für möglich halten: einmal, dass jedem Mineral ein ganz besonderer Bildungsact zukommt, der sich zeitlich auch nicht einmal zum Theil mit demjenigen eines anderen deckt, dass also die Festwerdung des einen Minerals gänzlich abgeschlossen war, bevor diejenige eines anderen erst anfing. Im Gegensatz dazu könnte man andererseits vermuthen, dass eine solche strenge Folge einzelner völlig abschliessender Bildungsacte nicht stattfindet, dass vielmehr das eine Mineral auch schon festzuwerden anfing, bevor ein anderes in allen seinen Individuen erstarrt war, und dass mit dem Höhepunkt seiner eigenen Solidification schon wieder der Beginn der Entstehung eines ferneren Minerals zusammenfiel; dann also findet ein gegenseitiges Übergreifen der Bildungsperioden statt, die Zeitpunkte, wo ein Mineral mit seiner Erstarrung einsetzt und abschliesst, liegen innerhalb der Bildungszeiten anderer Mineralien. Selbstverständlich sind solche Verhältnisse viel minder klar und durchsichtig als die erstgedachten. Die Beobachtungen lehren, dass beide Fälle vorkommen, dass aber, wie es scheint, der letztere der häufigere ist. Übrigens verhalten sich auch in dieser Hinsicht die einzelnen Mineralien verschieden. In sehr vielen Fällen wird man überhaupt nur feststellen können, in welcher Reihenfolge die einzelnen Constituenten anfingen, sich zu bilden.

Nach dem schon vor dreissig Jahren von Tschermak gemachten Vorschlag »kann man die Entstehungsfolge der Minerale am selben Orte in der Weise graphisch darstellen, dass man die relative Dauer der Bildung durch Horizontalstriche andeutet und die letzteren in ein System von senkrechten Linien einträgt, welche die Zeit andeuten« (Sitzgsber. Wiener Akad. 19. März 1863). — Für den Fall sich nachweisen lässt, dass die Individuen eines Gemengtheils nicht alle zu gleicher Zeit festgeworden sind, sondern dass sich zwischen ihre Solidification zeitlich diejenige eines anderen Gemengtheils oder mehrerer derselben eingeschoben hat, pflegt man bisweilen den Complex der älteren Individuen mit α, den der jüngeren mit β zu bezeichnen, redet also z. B. von α-Augit und β-Augit.

Die Erstarrungsfolge steht in gar keiner Verbindung mit dem Grad der Schmelzbarkeit des zur Erstarrung gelangenden Minerals: ein Mineral kann aus dem geschmolzenen Silicatmagma bei den allerverschiedensten Temperaturen — niemals natürlich oberhalb seines eigenen Schmelzpunktes — auskrystallisiren. Die Temperatur, bei welcher ein Körper für sich erstarrt, ist eben niemals diejenige, bei welcher er aus seinen Lösungen in anderen Körpern fest wird. Bei einer selbständigen chemischen Verbindung hängt der Erstarrungspunkt allein von ihrer stofflichen Natur und dem Druck ab, wogegen derjenige eines mit anderen Substanzen zu einer Lösung verbundenen Körpers — wie es in einem Eruptivmagma der Fall — ausserdem noch und zwar hauptsächlich von dem relativen Verhältniss der sich gelöst haltenden Verbindungen bedingt wird. Bunsen hat das grosse Verdienst, der früher verbreiteten Voraussetzung entgegengetreten zu

sein, dass die Mineralien aus ihrer schmelzflüssigen Lösung bei ihren respectiven Schmelzpunkten fest würden (Z. geol. Ges. XIII. 1861. 62). Er zieht als Beispiel eine Lösung von Eis und krystallisirtem Chlorcalcium heran, für welche die Temperatur, bei der das Wasser und das Chlorcalcium fest wird, je nach dem Mischungsverhältniss wechselt; hier wird keineswegs das Wasser bei seinem Schmelzpunkt von 0° und das wasserhaltige Chlorcalcium bei seinem Schmelzpunkt von + 26°, auch das Chlorcalcium nicht immer vor dem Wasser fest, sondern es kann der Erstarrungspunkt des Wassers hier um mehr als 59° C. unter seinen Gefrierpunkt sinken, derjenige des Chlorcalciums sogar um nahezu 100° erniedrigt werden. Schwefelsaures Kali, Salpeter u. s. w. können aus ihren Lösungen bei Temperaturen fest werden, die 600° bis 800° unter ihrem Schmelzpunkt liegen. — v. Cotta machte darauf aufmerksam, dass auf ähnlichen Vorgängen auch das Pattinson'sche Verfahren der Silbergewinnung beruhe, indem bei diesem metallurgischen Process das leichter schmelzbare reine Blei früher krystallisirt als das schwerer schmelzbare silberhaltige, welches gleichsam als Mutterlauge flüssig bleibt. Fournet hat die bekannte Ausscheidung grosser krystallinischer Graphitblätter aus dem Roheisen als Beispiel angezogen, um zu zeigen, wie ein sehr strengflüssiger Körper in einem Magma von bedeutend niedrigerer Temperatur aufgelöst sein und daraus krystallisiren kann (Bull. soc. géol. (2) IV. 1847. 247). — Nach G. Bischof wurde einst ein Glasfluss aus gewöhnlichem Glas und kohlensaurem Kali, der in der Rothglühhitze bei 800° R. schmolz, in einem Tiegel über Wismuth geschmolzen, welches bei etwa 200° schmilzt und beim Erstarren eine sehr höckerige Oberfläche bildet. Obschon der Unterschied der Schmelzpunkte zwischen dem Wismuth und dem Glasfluss somit etwa 600° betrug, zeigten sich dennoch beim Erstarren auf der Unterfläche des Glasflusses alle Erhöhungen und Vertiefungen des Metalls abgeformt, ein offenbarer Beweis, dass jener selbst bei 200° noch weich genug war, um die Eindrücke des erstarrenden Metalls annehmen zu können.

So viel steht fest, dass in den gleichmässig körnigen Gesteinen die Erze, wie Magnetit und Titaneisen, und accessorische Gemengtheile, wie Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Spinell, Perowskit überhaupt zuerst auszukrystallisiren anfingen, wie dies wohl zuerst 1873 (F. Z., Mikrosk. Besch. 83. 245) hervorgehoben wurde. Doch würde man, insbesondere was die Erze anbetrifft, irren, wenn man annimmt, dass die Gesammtmasse derselben allemal zur Ausscheidung gelangt sei, bevor die der silicatischen Hauptgemengtheile begonnen hat, wie aus einigen Beispielen hervorgehen mag. Aus den Versuchen von Fouqué und Michel Lévy erhellt, dass das Magneteisen sowohl in der höheren Temperatur, in welcher der Olivin sich ausscheidet, krystallisirt, als auch in der niedrigeren, in welcher die Entstehung von Labradorit und Augit vor sich geht; es hängt daher auch hier wieder die Krystallisation des Magneteisens keinesfalls von dessen eigenem Schmelzpunkt ab, sondern von der, auf Grund der Silicatausscheidung begünstigten Annäherung seiner chemischen Moleküle (Synthèse des minéraux et des roches 51). Auch J. H. L. Vogt beobachtete,

dass in einigen künstlichen Schmelzmassen Magnetit gänzlich vor dem Olivin sich bildete, in anderen beide Mineralien gleichzeitig entstanden, wiederum in anderen Magnetit erst im letzten Stadium der Olivinbildung krystallisirte, endlich in noch anderen der sämmtliche Magnetit erst nach dem Olivin fest wurde. So zeigen auch viele Gesteine, dass primärer Magnetit sich zu verschiedenen Zeiten ausscheiden kann. Im Basalt vom Katzenstein bei Cassel schliessen die grösseren Magnetite (0,03—0,07 mm) nicht selten Augitkryställchen ein (Otto Fromm, Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 60). Brögger beobachtete auf Halvveisholmene Krystalle von Elaeolith in Magnetit (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 160). Auch nach Streng gehören im Dolerit von Londorf Magnetit und Titaneisen nicht zu den ersten Erstarrungsproducten, sondern sie haben sich erst nach den Abscheidungen der ersten Plagioklase und Olivine ausgebildet (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 221). Zufolge v. Chrustschoff schwimmen ganze Plagioklasprismen in spät entstandenem Titaneisen der granitisch struirten Olivindiabase von der Steinigen Tunguska. Venukoff hebt es für die Basalte der Mongolei hervor, dass das Titaneisen theils zu den ersten Ausscheidungen gehört, während ein anderer Theil als allerletzte Bildung erst nach dem Olivin, Feldspath und Augit krystallisirte. Im Basalt von Ovifak (Grönland) wird die Gestalt des gediegenen Eisens durch die früher verfestigten Feldspathe bestimmt. — Auch der Titanit hat wohl bisweilen eine ähnlich lange Ausscheidungsdauer wie der Magnetit. In brasilianischen Elaeolithsyeniten schliesst er nach Machado Augite ein; in einem Biotitgranit von Madagaskar fand Hatch Einschlüsse von Feldspathkörnchen im Titanit, »proving that sphene was still separating from the magma when the felspar began to form« (Q. journ. geol. soc. 1889. 343). In dem finnischen Ijolith erweist sich nach Ramsay und Berghell bisweilen der Titanit deutlich später auskrystallisirt als der Augit, in anderen Fällen ragen Krystallecken von ihm in die Pyroxene hinein. — In den Gabbrogesteinen Volhyniens constatirte v. Chrustschoff ganz sonderbare Festwerdungsfolgen: nicht nur, dass der Olivin jünger ist, als Plagioklas, sondern es liegen auch Plagioklaskrystalle im Apatit und Titaneisen, während daneben umgekehrt Plagioklaskrystalle solche von Apatit und Erz umhüllen; ein Theil des Apatits erweist sich auch jünger als Olivin; hier haben offenbar Apatit und Erz eine aussergewöhnlich lange Ausscheidungsdauer; die älteren eingeschlossenen Apatite sind Nadeln, die jüngeren einschliessenden grosse gedrungene Prismen und unregelmässige Partieen. Luka Dimitrow fand in Apatiten bulgarischer Augitsyenite unzweifelhafte Einschlüsse von älterer Hornblende. In dem Gestein aus dem Ishawooa Cañon, Wyoming, welches zahlreiche ausgeschiedene Krystalle von Olivin und Augit in einer Grundmasse aus Orthoklas und Leucit enthält, liegen aussergewöhnlich lange schlanke Apatite kreuz und quer in den letzteren feldspathigen Mineralien, fehlen aber in den Olivinen und Augiten; »they did not exist in the magma when the olivines and porphyritical augites were formed, nor while the mass was in motion« (Iddings, Bull. phil. soc. Washington XI. 1889. 85). — Cohen und Deecke beobachteten in einem Granit der Ålandsinseln einen Zirkon, der einen schmalen Saum um einen

quadratischen Keru von Feldspath bildete (Mitth. naturw. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen 1891. 27).

Es ist vielleicht nicht zufällig, dass Titanit, Rutil, Perowskit, Apatit, Zirkon, Spinelle die Träger der in den Gesteinen durchgängig nur in sehr geringen Quantitäten vorhandenen Titansäure, Phosphorsäure, Zirkonsäure, Chrom sind und man könnte mit Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 11) vermuthen, dass die spärliche Gegenwart dieser Stoffe eben die der Regel nach sehr frühe Ausscheidung jener Mineralien veranlasst habe. Dadurch würde dann auch der trotz der chemischen Analogie existirende Gegensatz zwischen der so frühen Ausscheidung von Rutil und Zirkon einerseits und der gewöhnlich gerade erst sehr späten von Quarz andererseits erklärt, ebenso wie die frühe Krystallisation des aciden Titanits, bei welchem $SiO_2 + TiO_2$ zusammen 71,8% ausmachen.

Was die übrigen Hauptgemengtheile anbetrifft, so wird oft behauptet, dass im Allgemeinen auf die Krystallisation der Erze und der Accessorien die Bildung der eisen- und magnesiahaltigen Silicate, dann die der feldspathigen Mineralien, endlich diejenige der freien Kieselsäure folgt. Wohl die ersten bestimmten Angaben hierüber finden sich bei Höpfner im N. Jahrb. f. Min. 1881. II. 188. Namentlich hat auch Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 10) eine derartige Succession betont, bei welcher »sich die krystallinen Ausscheidungen nach abnehmender Basicität folgen, so dass in jedem Augenblick der Gesteinsbildung der noch vorhandene Krystallisationsrückstand saurer ist, als die Summe der bereits auskrystallisirten Verbindungen«; vgl. über diesen Satz die später folgenden Ausführungen.

Unter den alkalifreien, eisen- und magnesiahaltigen Silicaten wird oft der Olivin als ein sehr frühes Ausscheidungsproduct thatsächlich erkannt, älter nicht nur als die feldspathigen Mineralien, sondern auch als Glieder der eigenen Gruppe, indem er seine Verfestigung vor derjenigen von Augit, Biotit, Amphibol abgeschlossen oder begonnen hat. Doch gibt es eine ganze Menge von Beispielen, in denen der Olivin nicht diese ausgeprägte Erstlingsrolle spielt; von ihnen seien nur einige angeführt. In vielen Olivindiabasen ist Olivin wenigstens gleichzeitig mit Augit festgeworden, und in nicht wenigen Gabbros ragt der basische Plagioklas mit automorpher Begrenzung in den Olivin hinein, so dass hier jedenfalls die Olivinbildung über den Feldspathbeginn hinaus fortdauerte. Olivin des Nephelinbasalts vom Hunnkopf bei Immelborn schliesst Augitkörner ein (Bücking, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1881. 179), desgleichen der im Basalt von der Kerbe (ebendas. für 1880. 181). Olivin des sog. Pikritporphyrs von Steierdorf schliesst Augit und Hornblende ein (Hussak, Verh. geol. R.-Anst. 1881. 260). Der reichliche Olivin der Vesuvlava vom J. 1878 enthält nach Hansel's recht zuverlässig scheinenden Beobachtungen zahlreiche Augitstäbchen und rhombische oder parallelepipedische Feldspathtäfelchen. Hyland beobachtete in Basaltgesteinen vom Kilimandjaro eine Umwachsung von Augit durch Olivin, wobei die beiden Mineralien durch eine schmale magnetitführende Glaszone getrennt waren. Nach Eigel ist in einem Teschenit von den Capverden

Olivin jünger als Augit und Hornblende. In syrischen Basalten waren nach Doss Augite und Feldspathe die ersten Krystallisationsproducte, hierauf schied sich reichlich Magnetit aus und darauf folgte erst die Bildung des Olivins (Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 484). In granitoiden Olivindiabasen der Steinigen Tunguska sind Olivin und Plagioklas zum Theil gleichzeitig zur Ausscheidung gelangt; in einem Vorkommniss ist sogar der Olivin entschieden jünger als Plagioklas, denn er umschliesst zahlreiche und grosse Krystalle desselben (v. Chrustschoff). Aus Maryland beschreibt G. H. Williams Eruptivgesteine im Gneiss, welche eine aus feinen Olivinkörnchen bestehende Grundmasse besitzen mit porphyrisch ausgeschiedenen Bronziten und hebt hervor, dass hier der Olivin trotz seiner grösseren Basicität jünger ist als der Bronzit.

Irgend etwas Constantes über die Reihenfolge der übrigen gefärbten Magnesia- und Eisensilicate, wie Pyroxene, Amphibole, Biotite kann nicht ausgesagt werden; höchstens könnte man anführen, dass wo rhombische und monokline Pyroxene neben einander vorkommen, die ersteren sehr oft älter sind als die letzteren, und dass Biotite den Pyroxenen und Amphibolen viel häufiger vorausgehen als nachfolgen.

Von einem besonderen Belang ist die Frage nach dem gegenseitigen Altersverhältniss der gefärbten Magnesia-Eisensilicate (Pyroxen und Amphibol) und der farblosen Feldspathmineralien, zu denen auch Nephelin, Leucit, Sodalith, Haüyn gehören. Oben wurde angeführt, dass nach Rosenbusch's Ansicht die Bildung der ersteren im Allgemeinen derjenigen der letzteren vorausgegangen sei. Wenn dies auch in manchen Fällen, z. B. bei den meisten Graniten zutrifft, so steht diesen doch eine solche Menge von anderen entgegen, dass von der Anerkennung jenes Satzes selbst »im Allgemeinen« schlechterdings nicht wohl die Rede sein kann. An diesem Orte können natürlich die Ausnahmen von jener Regel nicht im Einzelnen beigebracht werden. Aus der Schilderung der Structurerscheinungen bei Dioriten, Diabasen und Gabbros wird es sich u. a. ergeben, dass bald zuerst der Plagioklas, bald zunächst der Pyroxen oder Amphibol die Krystallisation begonnen hat, bald sie beide gleichzeitig entstanden sind, so dass hier eine, auch nur vorwiegend festgehaltene, allgemeine Erstarrungsfolge nicht existirt. Dabei scheint übrigens in einer und derselben Gesteinsablagerung, wenigstens auf weitere Erstreckung hin, die im speciellen Falle zum Ausdruck kommende Succession der Hauptsache nach constant zu bleiben. Immerhin seien aus der übergrossen Reihe von Beispielen, welche gegen obige Regel streiten. einige nach dieser oder jener Richtung bemerkenswerth scheinende beigebracht; z. Th. beruhen dieselben schon auf älteren Beobachtungen.

Vor allem gehören hierher sämmtliche Gesteine mit der weitverbreiteten echten Ophitstructur, bei welcher der Feldspath älter ist als das Bisilicat. Fouqué und Michel Lévy erhielten, nachdem 75% Labradorit und 25% Augit zusammengeschmolzen und 72 Stunden lang auf einer dem Schmelzpunkt nahen Temperatur belassen waren, ein Gemenge aus krystallisirtem Labradorit, Augit, Magnetit nebst glasiger Zwischenmasse, manchen Ätnalaven auch mikroskopisch

täuschend ähnlich; Magnetit war die älteste Erstarrung, der Labradorit vor dem Augit ausgeschieden (Bull. soc. min. 1879. II. 112). Für Diorite des Altai hob schon Stelzner hervor, dass die Feldspathe vor der Hornblende, für solche Grönlands Vrba, dass beide Mineralien gleichzeitig krystallisirt seien. In den von v. Chrustschoff ausführlich beschriebenen granitoiden olivinhaltigen Diabasen von der Stoinigen Tunguska sind die Bisilicate (Augit und rhombischer Pyroxon) bald älter, bald jünger als die Plagioklase. Nach Rohrbach ist in den örtlich und geologisch eng zusammengehörigen Tescheniten das Verhalten des Feldspaths ein doppeltes: »in der einen Gruppo bildete er sich offenbar erst nach der Festwerdung von Augit und Hornblende, ohne eigene Krystallgestalt, diese manchfach umschliessend und sich an ihnen abformend; in der anderen Gruppe dagegen ist er es, der als einer der zuerst ausgeschiedenen Gemengtheile die Gestaltung des Augits in erster Linie bedingte«; Übergänge zwischen beiden Ausbildungen kommen aber in einem und demselben Gesteinskörper nicht vor. — Ein gutes Beispiel von der verschiedenen Festwerdungsfolge der beiden Gruppen in sonst völlig übereinstimmenden Gesteinen bilden die beiden, geologisch und mineralogisch identischen ganz benachbarten Olivindiabas-Massen vom Ponk Hill bei Walsall und Rowley Hill bei Birmingham; die erste zeigt lange Plagioklasleisten, ganz irreguläre Augitkörner, welche oft von dem Feldspath zertheilt werden, kurz ausgesprochen ophitische Structur, wobei der Feldspath zuerst krystallisirte und vor dem Augit fest wurde. In dem Gestein vom Rowley Hill, wo der Augit viel besser krystallisirt ist, Krystalle desselben bisweilen in dem Feldspath liegen, schöne schriftgranitähnliche Verwachsungen beider vorkommen, begann umgekehrt der Augit die Krystallisation und später folgte eine gleichzeitige Bildung der zwei Gemengtheile (Teall, British petrogr. 1888. 211). — Auch für die gewöhnlichen Basalte muss zugegeben werden, dass mit voller Sicherheit bald Augit älter ist als Feldspath, bald letzterer älter als Augit. — Nach Streng bildet im Dolerit von Londorf an manchen Stellen der Augit Eindrücke im Plagioklas, an anderen Stellen ist das Umgekehrte der Fall. In den älteren Strombasalten der Gegend von Giessen ist nach ihm zuerst Augit automorph auskrystallisirt, später erst der meist xenomorphe Plagioklas, und so kommt es, dass die glasig erstarrten Oberflächen der Basaltströme in dem vorwaltenden Glas nur automorphe Olivin- und Augitkrystalle enthalten, da sie erstarrt sind, bevor die Plagioklase auskrystallisiren konnten. In den überdeckenden helleren, mehr anamesitischen und doleritischen Strombasalten (mit 8—10% höherem Kieselsäuregehalt, nämlich 50—52%) ist im Gegensatz dazu neben dem Olivin der Plagioklas zuerst und automorph auskrystallisirt, später erst der meist xenomorphe Augit, so dass in der vorwaltend glasigen Oberfläche dieser Ströme nur Olivin- und Plagioklaskrystalle sichtbar sind, da hier umgekehrt die Augite noch nicht angefangen hatten sich auszuscheiden (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. z. Darmstadt u. d. mittelrhein. geol. Ver. IV. Folge, 11. Heft. 1890. 28). — In dem glasigen Andesit vom Mt. Hood, Oregon, ist Plagioklas und Hypersthen so mit einander verwachsen, dass sie gleichzeitig auskrystallisirt

sind (Iddings, Bull. phil. soc. Washington XI. 1889. 80); auch in einem Augitandesit von der Insel Hachijo (südl. von Tokio) ist zufolge Petersen der Augit anscheinend gleichzeitig mit den Feldspathen entstanden. — Während in dem Tonalit im Allgemeinen Hornblende (und Glimmer) früher ausgeschieden sind als Feldspath, umhüllen in manchen Varietäten die anffallend grossen, bis 2 cm langen Hornblendesäulen schon Feldspath (Salomon, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 543); und derweilen sonst in den Kersantiten Biotit (und Amphibol) vor dem Feldspath krystallisirt zu sein pflegen, enthält der von Dathe untersuchte Kersantit von Wüstewaltersdorf in Schlesien Einschlüsse von Feldspath im Glimmer und Amphibol.

In den Vesuvlaven schliessen sich Leucit und Augit gegenseitig ein, weshalb hier von einer einigermassen scharf geschiedenen Festwerdungsfolge dieser beiden nicht wohl die Rede sein kann. Ebenso sagt schon C. W. C. Fuchs als Resultat seiner Studien an Vesuvlaven: »es existirt keine bestimmte Reihenfolge, in der die verschiedenen Mineralien der Lava entstehen; ein und dasselbe Mineral kann sich in sehr früher und sehr später Periode der Lavaergüsse bilden« (N. Jahrb. f. Min. 1869. 192). Wenn Fouqué und Michel Lévy, um dem Leucit die Priorität zu vindiciren, betreffs der Einschlüsse von Augit in ihm sagen: »il semblerait donc que la cristallisation du pyroxène fût antérieure à celle de la leucite, mais en réalité le pyroxène provient ici d'inclusions vitreuses, contenues primitivement dans la leucite et qui après leur emprisonnement ont continué à subir un travail de groupement moléculaire« (Synthèse 51), so ist im Hinblick auf die chemische Zusammensetzung gar nicht zu begreifen, wie das im Leucit eingeschlossene vesuvische Lavamagma einfach nur als Augit erstarren kann. Auch Lacroix schliesst für den Leucitbasalt von Trapezunt: »la cristallisation de la leucite et du pyroxène doit être considérée comme contemporaine (Bull. soc. géol. (3) XIX. 1891. 739). — Ähnlich schliesst z. B. in den Gesteinen des Katzenbuckels Augit Nephelin und Nephelin Augit ein.

Zur Erklärung des abweichenden Verhaltens der beiden Gruppen, der Erscheinung, dass bei einem Plagioklas-Pyroxengemenge sich bald das eine, bald das andere Mineral früher ausgeschieden hat, könnte man vielleicht vermuthen, dass das durch die chemische Bauschzusammensetzung praedisponirte Mengenverhältniss der beiden ausschlaggebend sei, nach dem von Rosenbusch (Mass. Gest. 11) geäusserten Grundsatz, dass »im Allgemeinen die in geringeren Mengen vorhandenen Verbindungen früher auskrystallisirten«. Nun ist allerdings bei den Diabasen die sog. ophitische Structur, bei welcher automorphe Feldspathleisten durch xenomorphe Augitkörner verkittet werden, in der That gerade bei den feldspatharmen und augitreichen Varietäten zur Ausbildung gelangt, und vielfach wird wahrgenommen, dass, sofern die Menge des Feldspaths wächst und die des Augits abnimmt, sich der Automorphismus des Feldspaths vermindert, der des Augits vergrössert. Aber umgekehrt muss für die Gabbros Rosenbusch selbst, im Widerspruch mit der Regel, hervorheben, dass in den pyroxenreichen Varietäten »der Diallag um so mehr idiomorph gegen den Feldspath entwickelt ist, je

grösser seine Menge ist« (Mass. Gest. 153). Auch beginnt, im Gegensatz zu dem Verhalten des Diabases, bei feldspathreichen Basalten die Krystallisation des Feldspaths früher als die des Augits, während in augitreichen auch der Augit grösstentheils vor dem Feldspath fest wurde. Etwas auch nur allgemein Gültiges lässt sich daher aus dem Quantitätsverhältniss der beiden Gruppen und somit aus der Bauschzusammensetzung des Gesteins für die Erstarrungsfolge nicht ableiten. In der That erhielten auch Fouqué und Michel Lévy bei ihren Experimenten ophitische Structur, sowohl als sie 1 Theil Anorthit + 2 Th. Augit, wie auch als sie 1 Th. Anorthit + 1 Th. Augit schmolzen; in beiden Fällen konnten sie durch geeignetes Verfahren den Anorthit zuerst krystallisiren lassen.

Weiterhin könnte vielleicht die Vermuthung entstehen, dass für das Prioritätsverhältniss die chemische Constitution des Plagioklases massgebend sei, und zwar dann derart, dass sehr basischer Feldspath, gleichgültig ob reichlich oder spärlich vorhanden, sich vor, mehr acider sich erst nach den Pyroxenen ausgeschieden habe (vgl. Höpfner, N. Jahrb. f. Min. 1881. II. 185). Sichere vergleichende Beobachtungen, welche eine Erörterung dieser Frage auch nur einigermassen zuliessen, liegen nicht in hinlänglicher Zahl vor, und die etwa verwerthbaren scheinen sich gegenseitig zu widersprechen. Auch ist es vorläufig nicht möglich, die in Rede stehenden gegensätzlichen Erscheinungen mit topischen oder Niveau-Unterschieden in Verbindung zu bringen, etwa so, dass höhere Automorphie des Pyroxens an das Centrum oder grössere Tiefe, höhere des Plagioklases an die Peripherie oder die Oberfläche der Massen gebunden sei.

Was nun ferner das Verhältniss der eisenfreien thonerdehaltigen Feldspathmineralien untereinander anbetrifft, so gibt es bei dem gleichzeitigen Auftreten von Plagioklas und Orthoklas sehr viele Fälle, in denen unzweifelhaft der erstere der ältere von beiden ist, was sich sowohl durch die äusseren Contouren als auch durch das Umschlossensein des Plagioklases von Orthoklas kund gibt. Doch kommen auch andererseits Plagioklasrinden um Orthoklase vor, und die so viel verbreiteten mikroperthitischen Verwachsungen liefern ein Beispiel von dem gleichzeitigen Festwerden beider Feldspathe.

Zur Beurtheilung der Successionen dieser Mineralien eignen sich namentlich die Elaeolithsyenite, in denen mehrere derselben entwickelt sind. Rosenbusch sagt von diesen Gesteinen: »Innerhalb der farblosen Gemengtheile beginnt die Krystallisation des Sodaliths, ihm folgt der Elaeolith, dann erst kommt der Feldspath (und zwar der Orthoklas erst nach eventuell vorhandenem gestreiftem Feldspath); es scheint kein Gestein vorzukommen, wo sich diese Succession umkehrt, wohl aber finden sich zahlreiche Vorkommnisse, in denen die Elaeolith- und Sodalithbildung über diejenige der Feldspathe hinaus fortdauert oder nach derselben wieder aufgenommen wird« (Mass. Gest. 91). Sehr bald darauf aber wies Wülfing an dem Elaeolithsyenit aus dem mittleren Transvaal nach, dass hier der Sodalith ausschliesslich erst nach Elaeolith und Feldspath festgeworden ist (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 23. 30). Auch zufolge Emerson ist in dem hierher gehörigen Gestein von Libertyville der Sodalith die letzte Verfestigung (im Gegen-

satz dazu mag daran erinnert werden, dass in tertiären Effusivgesteinen so oft Haüyn in Sanidin eingeschlossen vorkommt).

Gerade die Elaeolithsyenite zeigen aber sehr lehrreich, dass hier die Bildungszeiten der einzelnen Mineralien in einer ausserordentlichen Weise und dergestalt ineinander übergreifen, dass von »Perioden« kaum die Rede sein kann, und wie das Ende, so auch der Anfang der Krystallisation unsicher ist. Zwar sind die gefärbten Gemengtheile zur Hauptsache älter als die farblosen, aber für den Aegirin muss eine Krystallisationsdauer angenommen werden, welche sich über die Festwerdungszeit des Elaeoliths und Sodaliths hinauserstreckt (wohl, wie sich später ergeben wird, in Folge seines Natrongehalts); Graeff führte für Tinguá-Gesteine an, dass für den Aegirin seine verhältnissmässig späte Ausscheidung oft sehr deutlich zu erkennen ist, indem er gelegentlich die jüngsten Gemengtheile, wie Feldspath einschliesst oder umhüllt (N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 244). Für die farblosen Gemengtheile hat es in diesen Gesteinen offenbar eine Zeit gegeben, in welcher alle gleichzeitig festwurden, wie man denn z. B. Elaeolith automorph begrenzt im Feldspath eingeschlossen und ebenfalls das Umgekehrte beobachtet. Auch in den Gesteinen von Låven »greifen die Spatien der Krystallisation verschiedener Mineralien über einander und geht deren Bildung theilweise gleichzeitig vor sich, zum Theil ist die Krystallisation des einen oder anderen Minerals in mehreren verschiedenen Stadien vor sich gegangen, was namentlich bei dem Aegirin der Fall«; hier sind Sodalith und Elaeolith theils gleichzeitig mit der Hauptmasse der Feldspathe, theils früher, theils später als diese krystallisirt (Brögger, Z. f. Kryst. XVI. 1890. 126); über Elaeolith in Magnetit vgl. S. 730. — In den Nephelin und Plagioklas zusammen führenden Basaltgesteinen ist übrigens im Gegensatz zu dem Elaeolithsyenit der Nephelin ausserordentlich häufig erst nach dem Feldspath festgeworden.

Dass der Quarz in den granitischen Gesteinen die letzte Verfestigung zu sein pflegt, hat schon früh der makroskopische Augenschein gelehrt. Doch werden bei den Graniten Verhältnisse zur Sprache kommen, welche die Allgemeinheit dieses Satzes einschränken (Krystalle von Quarz in Feldspathen, Eindrücke von Quarz in Feldspathen, mikropegmatitische gleichzeitige Verwachsungen). In den grossen Orthoklasen der porphyrartigen Granite liegen oft mehrfache Zonen nicht nur von Plagioklas und Biotit, sondern auch von Quarz vertheilt. Von der Irregularität der Ausscheidungsfolge legt ferner der häufige Übergang der Granite in quarzporphyrische Modificationen ein Zeugniss ab, welche beide in gleichem Tiefenniveau entstanden sein müssen; in den letzteren ist Quarz mit zuerst verfestigt. Lehrreich sind die von Le Verrier aus dem Forez beschriebenen Verhältnisse, wo die Granite in porphyrische Elvans mit mikrogranitischer quarzreicher Grundmasse und grossen Quarzkörnern übergehen, welche älter sind als die Feldspathe. In einem ganz syenitähnlichen Rhyolith aus Island beobachtete Bäckström in den Plagioklasen kleine Quarzkörner, aber anstatt zuzugestehen, dass hier beide Mineralien gleichzeitig fest wurden, wozu auch die schriftgranitischen Partieen des Gesteins auffordern, trägt er, in dem Streben, die Posteriorität

des Quarzes zu ermöglichen, die sehr unwahrscheinliche Ansicht vor, dass in den Plagioklasen durch Corrosion Hohlräume entstanden, und diese später bei der Krystallisation des Quarzes ausgefüllt worden seien (Stockh. Geol. Fören. Förh. XIII. 1891. 649).

Als aussergewöhnlich mögen noch nachstehende Angaben über das Verhältniss von Quarz und Biotit folgen. In der granitähnlichen Form des finnischen Rapakiwi ist in mehreren Fällen die Begrenzung zwischen Biotit und Quarz eine solche, »dass man nicht die Annahme umgehen kann, es sei allerdings ein Theil des Glimmers jünger als die benachbarten Quarzkrystalle (Sederholm, Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 7). Während bei Sarn im s.w. Carnarvonshire in dem verbreitetsten Granit die normale Reihenfolge: Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Quarz herrscht, ist in der Abart von Meillionyd dieselbe theilweise umgekehrt; die Feldspathe sind bald älter, bald jünger als der Quarz und der Biotit ist das zuletzt gebildete Mineral (Harker, Q. journ. geol. soc. XLIV. 1888. 444). Für einen Biotitgranit aus Madagaskar schliesst Hatch aus der Erscheinung, dass der Biotit in xenomorphen Blättern die Zwischenräume zwischen Quarz und Feldspath ausfüllt und über beträchtliche Erstreckung übereinstimmende optische Orientirung aufweist, dass er späterer Enstehung ist, als beide letzteren Mineralien (ebendas. XLV. 1889. 343). Auch in einem Syenit aus Custer Co., Colorado, ist nach W. Cross der braungrüne Glimmer in hohen Säulen jünger als der Feldspath und wohl eine der allerletzten Bildungen (Proc. Color. scient. soc. 5. Decbr. 1887).

Gerade bei der echt granitischen Structur, welche auch von Syeniten, Dioriten, Diabasen, Gabbros, Noriten dargeboten wird, scheint die im Allgemeinen überhaupt wenig automorphe Begrenzung der Gemengtheile darauf zu verweisen, dass man hier mehr eine gleichzeitige Krystallisation oder ein besonders weites und sich deckendes Übereinandergreifen der Krystallisationszeiten derselben anerkennen, als aus vereinzelten und widerspruchsvollen Momenten eine abgegrenzte Succession derselben construiren sollte. Schon Durocher schloss 1847 und erläuterte durch zahlreiche makroskopische Abbildungen (Bull. soc. géol. (2) IV. 1018), dass in den meisten Graniten statt einer Reihenfolge von Krystallisationen vielmehr beinahe eine Gleichzeitigkeit derselben stattfand.

Bei den Gesteinen mit **Porphyrstructur**, welche meist als Ergüsse auftreten, hat man in den grösseren ausgeschiedenen Individuen von mehr oder weniger vollkommener Automorphie von jeher Festwerdungen anerkannt, welche zur Hauptsache älter sind als die meisten Bestandtheile der Grundmasse. Dass die letztere, welche spätere Krystallisationsproducte nebst eventuell vorhandenen amorphen Rückständen mit umfasst, erst während des Ergusses, grösstentheils erst während der oberflächlichen Ablagerung erstarrte, ist unzweifelhaft. Bei der früher wenig behandelten Frage aber, wo und wann die Ausscheidungen fest wurden, hat man neuerdings vielfach, namentlich nach dem Vorgang von Rosenbusch angenommen, dass dieselben überhaupt an einem ganz anderen Orte gebildet seien, als die Grundmasse, nämlich in »intratellurischen« Räumen, wo

sonst die Tiefengesteine sich bilden. Bei dieser Auffassung würde also bei den porphyrischen Ergussgesteinen zwischen der Verfestigung der sog. Einsprenglinge und derjenigen der Grundmasse »ein Abschnitt, eine Art Hiatus in der Gesteinsentwickelung« liegen.

Fragt man, was über diese Vorgänge durch wirkliche Beobachtung in der Natur zu ermitteln ist, so beschränkt sich dies auf die altbekannte, zuerst von Spallanzani, Monticelli und Covelli, dann namentlich wieder von C. W. C. Fuchs (z. B. N. Jahrb. f. Min. 1869. 192; Min. Mitth. 1871. 65) betonte Thatsache, dass die insbesondere nach dieser Hinsicht untersuchten Vesuvlaven bei ihrem Austritt an die Oberfläche nicht immer einen homogenen Schmelzfluss darzustellen pflegen, sondern einen Schmelzfluss, in welchem bereits ausgeschiedene Krystalle oder Krystallbruchstücke liegen. Die Gemengtheile der Laven sind daher theils schon beim Erguss vorhanden gewesen, theils erst kurz vor dem Erstarren gebildet, und zwar können dieselben Mineralien zu beiden Kategorieen gehören. In dem zähflüssigen Zustand, in welchem die Fladenlava fliesst, sind nach Heim die Krystalle zum Theil überhaupt noch nicht gebildet gewesen. Das ist in jener Beziehung Alles. Wo jene in der ausfliessenden Lava etwa schon existirenden Krystalle gebildet sind, wissen wir nicht durch Beobachtung.

Wenn sich aber auch in Ausscheidungen und Grundmasse im Allgemeinen zeitliche Gegensätze offenbaren, so scheint es doch nicht nur nicht erwiesenermassen, sondern auch nicht speculativ gerechtfertigt, die ersteren deshalb zu intratellurischen Bildungen zu stempeln, ihre Entstehung plutonischen Bedingungen zuzuschreiben und in einen ganz anderen Raum, in ein geologisch völlig abweichendes Niveau zu verlegen. Es klingt in der That eigenthümlich, z. B. von intratellurischen Sanidinen der Phonolithe zu hören, als ob die Hinzufügung dieses Adjectivs hier durch eine festgestellte Thatsache begründet sei, während doch die Vindicirung dieses Charakters nur auf einer Hypothese beruht. Viel mehr mit den an den festen Gesteinen zu machenden Wahrnehmungen dürfte die Auffassung übereinstimmen, dass auch die Ausscheidungen erst während der Effusion, im oberen Ergusscanal verfestigt wurden, sofern sie nicht ebenfalls auch noch in den oberflächlichen Räumen entstanden, welche das Gestein jetzt einnimmt. Alsdann würde eine Art von Hiatus zwischen Ausscheidungen und Grundmasse nicht existiren, vielmehr würden beide durch allmähliche Übergänge mit einander verknüpft, durch einen fortlaufenden (wenn auch sich ändernden) Process entstanden sein. Eine nähere Beleuchtung dieser gegensätzlichen Anschauungen ist nicht ohne Belang. Wenn man in neuerer Zeit vielfach als Effusionsperiode erst die Zeit nach dem Verlassen des Ergusscanals und während des wirklichen Ausgetretenseins an die Oberfläche bezeichnet, so scheint es gerechtfertigter, zu ihr auch noch die Bewegung durch die oberen Theile des Eruptionscanals mit hinzuzurechnen, indem die Verhältnisse sich hier schon successiv den an der Erdoberfläche herrschenden nähern und kaum mehr als intratellurische gelten können, sofern man letzteren Ausdruck auch auf diejenigen Orte bezieht, wo sich die plutonischen Gesteine bilden.

Zunächst ist hier festzustellen, dass die Auseinanderhaltung der sog. intratellurischen und effusiven Bildungen nicht etwa durch die Mineralnatur gefordert wird, denn die Beobachtung lehrt, dass alle gesteinsbildenden Gemengtheile fähig sind, an oder nahe der Erdoberfläche zu krystallisiren und keiner derselben eine ungewöhnliche Tiefe für seine Bildung verlangt. Jene Scheidung wird in den allermeisten Fällen auf Grössenverhältnisse hin vorgenommen und hier ist es der subjectiven Auffassung anheimgegeben, ob man z. B. mikroporphyrische Krystalle, die sich scharf aus dem sonst äusserst mikroskopisch fein struirten Gemenge der Grundmasse, u. a. bei Trachyten und Phonolithen herausheben, noch zu der ersten oder schon zu der zweiten Kategorie rechnen will. Oft besteht, trotzdem die grössten Ausscheidungen relativ beträchtliche Dimensionen erreichen, ein ganz allmählicher stetiger Übergang zwischen ihnen und den Componenten der Grundmasse. Die Nepheline in den Phonolithen, welche zur »Grundmasse« zu gehören pflegen, rechnet Rosenbusch dennoch zu seinen intratellurischen Bildungen. — Man darf trotz der Bestimmtheit in der Form solcher gegensätzlicher Bezeichnungen nicht vergessen, dass dieselben sich immerhin auf einem Gebiet bewegen, auf welchem der thatsächliche Beweis für ihr wirkliches Berechtigtsein bis jetzt weder erbracht ist, noch überhaupt jemals zu erbringen sein dürfte.

Wer sich darüber belehren will, zu welchen Resultaten man mitunter gelangt, wenn versucht wird, aus den Praeparaten heraus — durch Bestimmung der Reihenfolge der Ausscheidungen — die Sonderung in intratellurische und Effusions-Krystallisationen vorzunehmen, der lese die gewundenen Auseinandersetzungen von Rosenbusch über diese Beziehungen bei den Nephelingesteinen in Mass. Gest. S. 787 u. 788. Will man in den Vesuvlaven die Leucite und Augite nach Maassgabe ihrer Grösse (und nebenbei auf Grund von Corrosionserscheinungen und Fracturen an den grösseren) in jene beiden Kategorieen unterscheiden, so führt dies zu dem paradoxen Schluss, dass es zur Zeit der intratellurischen Leucitformation schon eine effusive Augitformation, und zur Zeit der intratellurischen Augitformation schon eine effusive Leucitformation gegeben hat, denn die grossen Leucite enthalten schon allerkleinste Augite, die grossen Augite schon allerkleinste Leucite. U. a. zeigt die Behandlung der Basalte bei Rosenbusch, zu welchen sonderbaren Constructionen die scharfe Scheidung zwischen beiden Perioden auf Grund der Mineraldimensionen führt. Bei ihm offenbart die Gruppe mit »hypidiomorph-körniger Structur« keinen Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse und hier ist jeder Gemengtheil nur in einer continuirlichen Generation gebildet worden; sind dabei die Gemengtheile gröber, so sei die Krystallisation »vielleicht zum Theil ganz intratellurisch« verlaufen, oder die intratellurische und Effusionsperiode unmerklich in einander übergegangen. Bei sehr feinem Korn aber soll sich die Festwerdung vollständig erst in der Effusionsperiode in verhältnissmässig raschem Vorlauf vollzogen haben. Abgesehen davon, dass es schwer fällt, sich vorzustellen, wie eine vielleicht zum Theil ganz (?) intratellurisch gebildete Masse sich überhaupt an die Oberfläche ergiessen

kann, würde hier ein im Widerspruch mit der sonstigen Satzung von Rosenbusch körniges Ergussgestein vorliegen, welches trotz der Übereinstimmung in chemischer Zusammensetzung, Mineralgehalt, Structurart und geologischem Verhalten in zwei Abtheilungen zerfällt werden soll, von denen man aufgefordert wird, zu glauben, dass die Gemengtheile der einen vorwiegend schon intratellurisch, die der anderen erst in der Effusionsperiode entstanden sind, und zwar — weil die ersteren etwas gröber sind als die letzteren. Der Autor scheint das Bedenkliche dieser Folgerungen selbst gefühlt zu haben, und während äusserlich und systematisch in dem ganzen Werk die Sonderung aufrecht erhalten und der Hiatus betont wird, schleicht sich an einer beträchtlichen Menge von Stellen in demselben der harmlos scheinende Ausdruck »unmerklicher Übergang« oder »Verschmelzung der intratellurischen und Effusionsperiode« ein, welcher jene theoretische Sonderung praktisch wieder aufhebt.

Ein Haupteinwand scheint der Auffassung, dass die Ausscheidungen intratellurisch gebildet seien, dadurch zu erwachsen, dass ihr Vorhandensein oder ihre Natur in Theilen der Effusivmasse örtlich geregelt ist. Wenn man unzähligemal beobachtet, dass in oberen Theilen von Porphyrgängen die Ausscheidungen z. B. von Quarz und Feldspath auf die Gangmitte beschränkt sind, an den Salbändern fehlen, so ist eine solche Erscheinung nur so zu verstehen und früher auch stets nur so verstanden worden, dass in Folge der raschen Erstarrung an den Abkühlungsflächen des Nebengesteins hier eine überaus feinkörnige Entwickelung (mit oder ohne Glas) Platz griff und die Entstehung grösserer Ausscheidungen verhindert wurde. Wäre ein schon verfestigte Mineralausscheidungen führendes Magma in dem Spaltenraum aufgestiegen, dann ist ihr Ferngebliebensein von den Salbändern völlig unverständlich; es ist dieses typische Abhängigkeitsverhältniss blos so zu deuten, dass wo die Ausscheidungen fehlen, sie auch überhaupt nicht entstanden sind, und dass, wo sie auftreten, sie mitsammt der Grundmasse auch an Ort und Stelle, und nicht anderswo in grösserer Tiefe gebildet wurden. Wollte man bei einer glasigen Oberflächenausbildung eines horizontalen Ergusses zur Rettung der Präexistenz der hier fehlenden Ausscheidungen am Ende auch annehmen, dass dieselben hier zwar im Magma zugegen gewesen, aber in die Tiefe gesunken seien, so passt diese Deutung da nicht, wo ein verticaler Gang eines porphyrischen Ergussgesteins an den Salbändern glasig ausgefallen ist, indem hier eine eigenthümliche und unmögliche, auf die Spaltenmitte beschränkte Vertheilung der »intratellurischen« Verfestigungen in dem Gangmagma zu Hülfe genommen werden müsste. Alsdann wird es aber auch zuzugeben sein, dass in jenen ganz glasigen Oberflächentheilen, z. B. den Obsidianpartieen isländischer postglacialer Lavaströme, welche innen porphyrischer Rhyolith sind, grössere Ausscheidungen eben niemals von Anfang an vorhanden waren, und die innerlichen sich erst an Ort und Stelle bildeten. — An den Rändern der trachytischen Lavaströme des Mte Cimino herrscht unter den Ausscheidungen Biotit, im Inneren derselben Augit vor, und die Olivinkörner nehmen von innen nach aussen an Grösse ab. Der gut krystallisirte Augit ist in den compacten Laven fast ein-

schlussfrei, in den randlichen blasigen Particen der Ströme dagegen voll zahlreicher Glaseinschlüsse (Deecke, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VI. 1889. 231). Wären diese Mineralien als intratellurische mit emporgekommen, wie wären dann die topischen Gegensätze in der Structur der Augite, in den Dimensionen der Olivine, in der Vertheilung von Biotit und Augit zu erklären, wie könnte eine solche Sonderung an der Oberfläche stattfinden, wenn die Mineralien alle einen gemeinsamen intratellurischen Ursprung hätten? Das Gebundensein dieser Gegensätze an Orte zeigt, dass sie auch mehr oder weniger in loco zu Stande gekommen sind.

Bei allen jenen porphyrisch struirten Gesteinen, welche nur integrirende Theile von nicht-porphyrisch struirten Tiefengesteinen sind, kann es sich überhaupt nicht um einen Gegensatz zwischen intratellurischen Bildungen und solchen der Effusionsperiode handeln, denn eine letztere besitzen dieselben ja überhaupt nicht. Wenn Rosenbusch diese Vorkommnisse nicht als Porphyre, sondern als »porphyrische Facies von Tiefengesteinen« bezeichnet, so ist dies nur scheinbar ein Ausweg aus der für ihn vorliegenden Schwierigkeit: denn die Thatsache bleibt doch bestehen, dass jene unterirdisch gebildeten Gesteine eine Grundmasse mit grösseren Ausscheidungen und Recurrenzen in der Mineralbildung, mit anderen Worten die Structur der Oberflächenergüsse zeigen (vgl. S. 817).

Den Unterschied zwischen den einsprenglingsreichen Nevaditen und den gewöhnlichen einsprenglingsarmen Rhyolithen sieht Rosenbusch darin, dass den letzteren eine weit geringere intratellurische Entwickelung eignet, indem eben ihre Eruption vor dem Beginn der Sanidin- und Quarzausscheidung erfolgte. Bei dieser Auffassung ist wieder einzig und allein die Grösse der Individuen massgebend, um ihre Entstehung den intratellurischen Räumen zuzuweisen. Nun gibt es aber eine ganze Anzahl von gewöhnlichen Rhyolithen und Daciten, bei denen gleichfalls die Grundmasse — also die auch gemäss jener Ansicht erst nach dem Verlassen der intratellurischen Orte gebildete Masse — aus Feldspath und Quarz und zwar zum grossen Theil in automorpher Ausbildung besteht. Wenn diese sich erst während der Effusionsperiode entwickelt haben, so ist wenig Grund vorhanden, die Festwerdung der grösseren in innerirdische Räume zu verlegen. Der hier herrschende grössere Druck ist für ihre Entstehung offenbar gar nicht erforderlich, da sich die betreffenden Mineralien auch unter relativ geringem Druck nahe oder auf der Oberfläche bilden können; so sagt auch Iddings: »quartz with the same extraneous characteristics, such as outlines and inclusions may crystallize under comparatively slight pressure at or near the surface and also under very great pressure at much greater depths«. Die mechanischen und corrosiven Beeinflussungen brauchen gar nicht intratellurisch erfolgt zu sein, es konnten davon auch während der Effusionsperiode gebildete Individuen betroffen werden.

Für diejenigen, welche die Ausscheidungen als intratellurische Bildungen, den Haupttheil der Grundmasse als Product der Effusionsperiode auffassen, ist es eine ungelöste Hauptfrage, weshalb die später in der Effusivform an die Oberfläche gelangenden Massen zu jener Zeit, als sie den mit ihrem anfänglichen

Verharren in innerirdischen Räumen verknüpften Bedingungen ausgesetzt waren, dort nicht überhaupt als Tiefengesteine erstarrt sind. Wie kommt es mit anderen Worten, dass die bei einem Ergussgestein vorausgesetzte intratellurische Periode nicht während derselben schon die endgültige Festwerdung in Form eines Tiefengesteins veranlasst hat? Weshalb soll sich hier jene Periode nur auf die theilweise Ausscheidung gewisser Krystallisationen in einem als solches conservirt bleibenden Magma beschränken? Die scharfe Scheidung zwischen intratellurischen und Effusionsbildungen involvirt die sonderbare Annahme, dass das Magma eruptiv geworden ist, gerade genau in dem Zeitpunkt, wo die Verfestigung nur erst partiell erfolgt, wo es noch nicht ganz starr geworden war und andererseits noch Plasticität genug zum Empordringen besass. Wir haben zwar keine Vorstellung von der zeitlichen Dauer der Verfestigung von Tiefengesteinen, aber jener Zeitpunkt des Eruptivwerdens müsste doch immer ganz exact in der angegebenen Weise getroffen worden sein, wofür am Ende nur der Zufall verantwortlich gemacht werden könnte. Sollte Lagorio im Recht sein mit seiner Folgerung, dass die granitisch-körnige Structur der Tiefengesteine gerade durch rasche Krystallisation unter Druck entsteht (ohne dass das Magma deshalb auch sehr rasch abgekühlt zu werden braucht) und dass sich die porphyrischen Gemengtheile, im Gegensatz zu der langsam zerfallenden Grundmasse, rasch bilden, so würde jener Vorgang als noch weniger begreiflich erscheinen.

Unter der Voraussetzung, dass die Ausscheidungen intratellurisch seien, müssten in den innerirdischen Räumen für die später zum Erguss vorbestimmten Gesteine ganz andere Verhältnisse in der Reihenfolge der Mineralausscheidungen stattfinden als bei der Verfestigung der dort auch später verbleibenden Tiefengesteine. Wenn in den Quarzporphyren die ausgeschiedenen Quarze »intratellurisch« wären, so würde es gar nicht zu begreifen sein, wie es zugeht, dass an jenen Orten, wo ein granitisches Magma dergestalt fest wird, dass darin der Quarz das zuletzt erstarrte Mineral darstellt, nun ein Magma von völlig überstimmender chemischer Zusammensetzung gerade mit zuerst grosse Quarze ausscheiden sollte. Als intratellurische Ausscheidungen eines den Graniten chemisch verwandten effusiven Quarzporphyrs müsste man umgekehrt basische eisen- und magnesiahaltige Mineralien erwarten, wie sie in den ersteren die Krystallisation gewöhnlich begonnen zu haben scheinen, und nicht Quarze und Orthoklase.

Rosenbusch hat den Satz aufgestellt, dass für die Festwerdungsfolge der Ausscheidungen wieder die Reihenfolge gelte (S. 731): 1) Erze und Accessorien; 2) gefärbte (nicht »farbige«) eisen- und magnesiahaltige Silicate; 3) feldspathige Gemengtheile; 4) freie Kieselsäure. Wenn nun auch auf Grund der chemischen Gesteinszusammensetzung diese vier Gruppen als Ausscheidungen gebildet sein könnten, dieselben aber dennoch, wie zugegeben wird, nicht auch wirklich als solche erscheinen, vielmehr oft eine oder mehrere dieser Gruppen fehlen, so beruhe dies darauf und werde dadurch gesetzmässig geregelt, dass die Effusion des Gesteins bald früher, bald später erfolgte; fast ausnahmslos fehle niemals eine frühere Gruppe, wenn eine spätere vorhanden sei. Das heisst also (indem

Mass. Gest. S. 342 Z. 4 von unten statt »ältere« zu lesen ist »jüngere«), dass bei einem relativ frühen Erguss vielleicht nur die Gruppe 2 ausgeschieden zu sein braucht, ohne dass schon 3 und 4 an die Reihe gekommen waren, bei einem späteren sich die Ausscheidungen auf 2 und 3 beschränken können, ohne dass auch Quarz hervortritt, dass aber, wenn Quarz Ausscheidungen bildet, auch die älteren Gruppen 2 und 3 als solche vorhanden sein müssen.

Es kann indessen nicht zugegeben werden, dass diese Sätze mit den Erscheinungen in der Natur übereinstimmen, abgesehen davon, dass überhaupt kein stricter Nachweis für die Thatsächlichkeit der angegebenen Ausscheidungsreihenfolge vorliegt, welche auch hier viel schwieriger zu ermitteln ist, als bei den gleichmässig-körnigen Gesteinen. Einsprache gegen jene Formulirung erheben z. B. die Glieder der grossen Familie der Quarzporphyre, welche bei unbefangener Betrachtung den Anschein erwecken, als ob in ihnen Quarz und Feldspath gerade umgekehrt zuerst festgeworden seien. Da findet man u. a. nicht wenige Vorkommnisse, in denen blos Quarz und Feldspath als Ausscheidungen auftreten, ein Glied der Gruppe 2 unter ihnen fehlt, während die als allerkleinste Ingredienzien der Grundmasse erscheinenden Biotite die chemische Qualification des Gesteins zur Biotitbildung erweisen. Etwa behaupten, dass diese minimalen mikroskopischen Biotitfetzchen auch zur Kategorie der Ausscheidungen gehören, würde der sonst angenommenen Charakteristik der letzteren zuwiderlaufen und die Sache nur noch weiter verwirren. Auch unter den Porphyriten gibt es manche Vorkommnisse, in denen blos Plagioklas mit oder ohne Quarz ausgeschieden, der Pyroxen oder Biotit auf die Grundmasse beschränkt ist. Das Dasein der Quarzporphyre, welche blos Quarz, keinen Feldspath, das von Diabasporphyren, welche blos Feldspath, keinen Augit ausgeschieden zeigen, wäre nach obigem Satz ausgeschlossen. Nach demselben würde der Gegensatz zwischen den chemisch übereinstimmenden eigentlichen Quarzporphyren (mit ausgeschiedenem Quarz und Feldspath oder ersterem allein) und den sog. Felsitporphyren (mit blos Feldspath) darin beruhen, und die Existenz der letzteren nur dadurch zu begreifen sein, dass dieselben so früh und gerade in dem Moment zur Eruption gelangt seien, dass sich von jenem Quarz noch nichts ausscheiden konnte, welcher später vielleicht reichlich in der Grundmasse entsteht. Dasselbe Begebniss müsste sich überall da in den unzähligen Fällen wiederholt haben, wo Quarz nicht ausgeschieden ist, aber an der Grundmasse participirt. Auch bei den Quarzporphyren kehrt es wieder, was für die porphyrartigen Granite hervorgehoben wurde, dass die ausgeschiedenen Orthoklase schon Quarze enthalten (vgl. z. B. Harker u. Marr, Quarzporphyr von Wasdale old Bridge in Westmoreland, wo Quarzkrystalle (∞P.P) in den Orthoklasen liegen; Quart. journ. geol. soc. XLVII. 1891. 288).

Vesuvlaven zeigen, dass trotz der vollkommenen chemischen Identität die Natur der makroskopischen Ausscheidungen in der kryptomeren Grundmasse ganz verschieden sein kann; a) Vesuvlava von 1794 mit viel Augit und Magnetit, neben welchen Leucit nicht zu erkennen ist; b) Vesuvlava von 1855, umgekehrt

mit zahlreichen Leuciten, neben welchen Augit nicht sichtbar ist (C. W. C. Fuchs, N. Jahrb. f. Min. 1868. 562 und 1869. 55). Bestände für ein Magma von der angegebenen chemischen Zusammensetzung eine gesetzliche Vorschrift, welche von den darin prädisponirten Gemengtheilen die grösseren Ausscheidungen bilden, so könnten dieselben nicht hier in dem einen Falle aus diesem, in dem anderen aus jenem Material bestehen.

	a	b
Kieselsäure	47,84	48,09
Thonerde	19,89	20,12
Eisenoxyd	6,08	6,72
Eisenoxydul . . .	5,06	4,32
Kalk	9,22	9,37
Magnesia	4,29	4,19
Kali	5,79	5,69
Natron	2,79	2,62
	100,96	101,12

Die Erscheinung, dass die in den porphyrischen Gesteinen wahrnehmbare Reihenfolge der Ausscheidungen sich nicht mit der bei Tiefengesteinen im Grossen und Ganzen hervortretenden Krystallisationsfolge deckt, macht es fraglich, ob jene Ausscheidungen überhaupt in der Heimath der Tiefengesteine entstanden sind. Auch die Mineralien der Sodalithgruppe offenbaren einen solchen Gegensatz: die Haüyne der Basalt- und Trachytgesteine gehören zu den frühesten Ausscheidungen, in den Elaeolithsyeniten ist der Haüyn und Sodalith eine relativ recht späte Bildung. — Ist das Verharren intra tellurem von Ausscheidungen begleitet, so müsste boi den von Ausscheidungen ganz freien Gläsern die Voraussetzung gemacht werden, dass entweder dieselben dort nur äusserst kurze Zeit verweilt haben oder dass zwar Ausscheidungen in ihnen erfolgt seien, diese aber auf dem Wege zur Oberfläche wieder resorbirt wurden. Wo in den Gläsern, z. B. den Pechsteinen mikroskopische Ausscheidungen vorkommen, hält Rosenbusch dieselben für intratellurisch, eine Annahme, die der besonderen Begründung entbehrt.

In der sog. Grundmasse wird vielfach — im Gegensatz zu den Ausscheidungen — das specielle Product der Verfestigung während der Effusionsperiode erblickt (daneben gibt es eine Menge von porphyrisch struirten Gesteinen, welche nur Modificationen von Tiefengesteinen und überhaupt nicht an die Oberfläche gekommen sind). Betheiligen sich an der Grundmasse Mineralien, welche auch als grössere Ausscheidungen auftreten, so hat man, indem eine Art Hiatus zwischen der Bildung beider angenommen wird, diejenigen der Grundmasse als eine »zweite Generation« bezeichnet, während die französischen Petrographen hier den Complex der mineralischen Gemengtheile des Gesteins in solche erster und zweiter Consolidation zerlegen. Der Begriff Generation bezieht sich daher auf das Mineral, derjenige Consolidation auf die Herausbildung des Gesteins: in der II. Consolidation können auch Mineralien vorkommen, die während der I. überhaupt gar nicht gebildet sind, und ein Mineral kann zur I. Consolidation gehören, wenn es sich auch an der II. nicht mehr mitbetheiligt. Wogegen man

von einer zweiten Generation eines Minerals natürlich nur da reden kann, wo eine erste vorausging, und von einer ersten nur, wo eine zweite nachfolgte.

Wo bei völliger Identität nur Grössengegensätze herrschen zwischen Ausscheidungen und Grundmasse-Mineralien oder diese Unterschiede gar durch Dimensions-Übergänge verwischt werden, da ist die Bezeichnung Generation misslich gewählt, da hier gar nicht die Beziehung des gegenseitigen Auseinander-Entsprungenseins obwaltet, welche man sonst im Sprachgebrauch meist mit diesem Namen verbindet. Ebensowenig erscheint sie deshalb selbst da begründet, wo das höhere Altersverhältniss der Ausscheidungen sich im Gegensatz zu den Grundmasse-Componenten bei sonstiger Identität, wie z. B. bei Biotiten durch magmatische Veränderungen der ersteren kundgibt. Der Ausdruck erste und zweite Formation wäre hier sicherlich vorzuziehen. Weiterhin wird man aber erst recht nicht in jenen Fällen von Generationen reden können, wo der Gemengtheil der Grundmasse nicht völlig identisch ist mit der betreffenden Ausscheidung, sondern sich durch gewisse Eigenschaften, morphologische Gestaltung, Färbung, chemische Zusammensetzung, physikalische Beschaffenheit (z.B. Auslöschungsschiefe) von ihm unterscheidet, aber immerhin beide noch innerhalb des Rahmens einer Mineralgruppe fallen, wie dies z. B. bei Feldspathen und Augiten vorkommt.

Gewisse Ingredienzien der Grundmasse sind von einer Natur, welche es im höchsten Grade wahrscheinlich macht, dass dieselben nicht im eigentlichen Sinne zu ihr, sondern zu den Ausscheidungen, zu der I. Consolidation, gezählt werden müssen, die Individuen von Zirkon, Apatit, Rutil und dergl., welche, obschon sie oft von grösster mikroskopischer Kleinheit sind, dennoch nach anderen Erfahrungen die anfänglichsten Erstarrungsproducte darstellen, gebildet vor oder gleichzeitig mit den grösseren porphyrartig hervortretenden Mineral-Individuen, in denen sie auch hier häufig schon eingeschlossen vorkommen. Ob man den sämmtlichen Gehalt an Magnetit in derselben Weise aufzufassen hat, bleibt zweifelhaft, da bekannt ist, dass dieses Erz sich während sehr verschiedener Perioden ausscheiden kann. — Manche Verhältnisse weisen darauf hin, dass in den Grundmassen die mikrolithischen Bildungen im Ganzen älter sind, als die xenomorph krystallinisch-körnigen von aequidimensionalen Formen, wobei sich beide allerdings auch theilweise als gleichalterig übereinanderschieben können. Etwa vorhandene glasige Basis ist allemal das letzte Verfestigungsproduct in der Grundmasse.

Indem Rosenbusch für die Grundmasse wieder von den S. 731 u. 742 genannten Mineralgruppen ausgeht, stellt er betreffs der Festwerdungsfolge den Satz auf, dass hier, falls auf Grund der chemischen Gesteinszusammensetzung die vier Gruppen gebildet werden könnten, fast niemals eine frühere Gruppe von Gemengtheilen auftritt, wenn eine spätere fehlt; das heisst also, dass dann als Grundmasse-Component ein gefärbtes Bisilicat nicht auftritt, wenn Feldspath oder Quarz oder beide fehlen, dass Feldspath nicht erscheint, wenn Quarz fehlt. Es gibt eine beträchtliche Anzahl von Vorkommnissen, welche gegen die auch nur fast durchgängige Richtigkeit dieser Regel sprechen, wenngleich sie ganz im Allgemeinen anzuerkennen ist; z. B. die Magmabasalte, welche sich zwar zur

Ausscheidung eines feldspathigen Minerals qualificiren, aber in ihrer Grundmasse doch nur Augit, nicht auch jenes zeigen; acidere Porphyre, welche in ihrer Grundmasse zwar Feldspath, aber dennoch keinen Quarz führen.

Betrachtet man die Lehre von den zwei in Ausscheidungen und Grundmasse vorliegenden, durch eine Zwischenzeit getrennten Mineralformationen (sog. Generationen), von denen die erstere einer intratellurischen, die zweite der Effusionsperiode angehören soll, etwas näher, so stellen sich allerlei Schwierigkeiten heraus.

Für die Bisilicate (Biotit, Pyroxen, Amphibol) sowie für den Quarz sind im Ganzen drei Fälle bekannt, indem sie auftreten: a) blos ausgeschieden, nicht auch in der Grundmasse; b) blos als Componenten der Grundmasse, nicht auch ausgeschieden; c) sowohl ausgeschieden, als in der Grundmasse. — b ist bei Augit und Biotit nicht so häufig als bei Quarz.

Einschaltungsweise mag hier z.B. eine von W. Cross mitgetheilte bemerkenswerthe Tabelle angeführt werden über Mengenverhältniss und Gegenwart von Hornblende und Biotit einerseits als Ausscheidungen, andererseits in der Grundmasse bei den Porphyriten der Gegend von Leadville, Colorado (U. S. geol. survey, Monograph XII. 1886. 337); sie zeigt, dass hier in den sieben Gesteinen gar keine Regel und jede Eventualität vorkommt:

		Ausgeschieden	Component der Grundmasse
1	Hornblende	fehlt	fehlt gänzlich
	Biotit	in hexagonalen Blättern	fehlt gänzlich
2	Hornblende	zahlreiche Krystalle	fehlt
	Biotit	vereinzelte Blätter	fehlt
3	Hornblende	reichlich	wenige kleine Blättchen
	Biotit	spärlich	fehlt
4	Hornblende	schwach vorwaltend	wenige kleine Nädelchen
	Biotit	reichlich	reichlich
5	Hornblende	sehr reichlich	sehr reichlich
	Biotit	selten oder fehlend	spärlich
6	Hornblende	selten oder fehlend	fehlt gänzlich
	Biotit	viele kleine Blättchen	sehr reichlich
7	Hornblende	sehr reichlich	sehr reichlich
	Biotit	selten	sehr untergeordnet gegen Hornblende

Wenn in dem einfachen Fall a (s. oben) eben die ganze Menge der Substanz, zu welcher das Magma disponirt war, intratellurisch auskrystallisirte, so muss man fragen, weshalb dies in den beiden anderen Fällen nicht auch geschah. In dem Fall b kam, zufolge obiger Vorstellung, die betreffende Mineralsubstanz überhaupt nicht in der Tiefe, sondern erst während der Effusion zur Ausscheidung, in dem Fall c erfolgte die Festwerdung zum Theil in der Tiefe, zum anderen übrigen Theil während der Effusion. Eine Erklärung solch abweichenden Verhaltens ist in der chemischen Zusammensetzung der Magmen nicht gelegen.

Wenn in den intratellurischen Räumen eine wirklich gesetzliche Ausscheidungsfolge herrscht, so ist die Existenz von b neben a nicht zu begreifen, indem das in dem Fall b gedachte Mineral dort nicht unausgeschieden bleiben konnte. Und auch für den Fall c bleibt es unerklärt, weshalb dort in der Tiefe nicht der ganze Gehalt an dem betreffenden Mineral auskrystallisirte: das Dasein desselben als sog. zweite Generation in der Grundmasse erweist, dass noch Material und Disposition dazu vorhanden war, und für die reinen Tiefengesteine wird vorausgesetzt, dass die Verfestigung eines Minerals sich zur Hauptsache erschöpfte, bevor ein anderes Mineral folgt. Wie kann es in Porphyren geschehen, dass sich in den Räumen, wo sonst Tiefengesteine entstehen, nur ein Theil des Biotits ausschied, dann ein Theil des Feldspaths, dann ein solcher des Quarzes und von all diesen Mineralien noch disponible Mengen übrig blieben, um später die Grundmasse zu bilden? Noch schwieriger ist es zu verstehen, weshalb sich dort in manchen Fällen zunächst der Feldspath und Quarz ausschied und während dieser angenommenen ersten Periode der Biotit überhaupt noch gar nicht zur Verfestigung gelangte, welcher sämmtlich für die Grundmasse aufgespart blieb.

Die Vorstellung, dass in den Porphyrgesteinen ein und dasselbe Mineral sich in zwei zeitlich getrennten aufeinanderfolgenden Perioden aus demselben Magma gebildet haben soll, lässt sich mit den Annahmen über Gesetzlichkeit in der Erstarrungsfolge, welche den Tiefen- und Ergussgesteinen gemeinsam sei, nicht vereinigen. Sie collidirt aber auch mit der anderen Annahme (S. 731) von der mit der Verfestigung fortschreitenden Acidität des Magmas. Nimmt man das Magma eines pyroxenführenden Quarzporphyrs an, in welchem die drei Hauptgemengtheile Quarz, Feldspath, Pyroxen als zwei Formationen (sog. Generationen) auftreten, so muss, nachdem in den intratellurischen Räumen die erste derselben und zwar in der Reihenfolge Pyroxen, Feldspath, Quarz auskrystallisirt wäre, nach der Verfestigung des Quarzes das Magma basischer geworden sein, als es unmittelbar vor dessen Ausscheidung gewesen ist. Nähme man für diese erste Formation auch eine andere Reihenfolge an, immer muss die erste Quarzbildung mit einer Verminderung der Acidität verknüpft sein. Bei basischeren Gesteinen würde dies auch vielleicht für die Feldspathe gelten, durch deren erste Formation das Magma eventuell wieder basischer werden kann, als vorher.

Es ist besser, einzugestehen, dass uns die Ausscheidungsverhältnisse z. Th. noch räthselhaft sind, als Annahmen zu folgen, welche sich augenscheinlich als nicht allerwegen stichhaltig erweisen.

Von Belang für die Frage nach dem Alters- und Festwerdungsverhältniss zwischen ausgeschiedenen Krystallen und Grundmasse ist das gar nicht seltene Auftreten von eingeschlossenen Partikeln der letzteren innerhalb der ersteren, welches einen Einwand dagegen erhebt, dass die Grundmasse erst völlig nach den Ausscheidungen entstand, und zeigt, dass während der Bildung dieser grösseren Krystalle schon Grundmasse als solche von ihnen aufgenommen werden konnte. In porphyrischen Angiten, Olivinen, Hornblenden der Basalte, in Biotiten der Trachyte liegen vielfach Theile der Grundmasse; in den grossen

Olivinen des Nephelinbasalts von Wohlbach bei Adorf sieht man z. B. schon mit blossem Auge pulverkorngrosse Einschlüsse, die sich u. d. M. als deutliche Partikel der umgebenden Basaltmasse mit allen ihren Gemengtheilen und Structurverhältnissen zu erkennen geben (F. Z., Basaltgest. 61); Olivin im Basalt von Ullersdorf bei Hirschberg schliesst Grundmasse ein (Trippke). Namentlich häufig aber werden in Quarzen der Porphyre solche Einschlüsse beobachtet. In dem Bestreben, diese Gebilde, insbesondere in dem letzteren Falle, bedeutungslos zu machen, hat man oft behauptet, dass es sich bei den in den Präparaten als Einschlüsse erscheinenden Partikeln blos um Querschnitte von unten emporsteigender zapfenähnlicher Grundmasse-Ramificationen handle. Wenn auch so in manchen Fällen wirklich nur scheinbare Einschlüsse vorliegen mögen, so kommen doch andererseits auch in den Quarzen echt dihexaëdrisch gestaltete und völlig isolirte Einschlüsse von feinkrystallinischer Grundmasse vor, welche selbstverständlich nicht so gedeutet werden können. Solche Einschlüsse werden z. B. citirt von: H. Vogelsang (Quarzporphyr vom Mte Cinto auf Corsica, »rhombische Formen«, Phil. d. Geologie 1867. 195), F. Z. (Porphyr von Drumadoon Point, Insel Arran, »Einschlüsse scharf in die Quarzgestalt gepresst«, Z. geol. Ges. 1871, 32), Mehner (Berg Löh bei Brachtshausen, Eichhagen bei Olpe, massige Lenneporphyre, Einschlüsse »genau die Form der hexagonalen Doppelpyramide wiedergebend«, Min. Mittheil. 1877. 143), W. Cross (Quarzporphyr aus der Bretagne, Einschlüsse »negativ krystallographisch umgrenzt«, Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 397), Cohen (Raubschlösschen im Odenwald, »unzweifelhafte dihexaëdrische Einschlüsse«, Benecke u. C., Geogn. Beschr. d. Umgeg. v. Heidelberg 1881. 276), Focke (scharfbegrenzte Rhomben und langgezogene Sechsecke im Quarzporphyr des Thüringer Waldes, z. B. Beerberg, Schmücke, Ohrdruf, Bärenstein; die Qp. des central. Thür. W., Inaug.-Diss. Jena 1881), Becke (»Einschlüsse der körnigen Grundmasse bisweilen als negative Krystalle«, bis 0,3 mm gross im Quarz des Porphyrits von Steinegg, Min. u. petr. Mitth. 1885. 149), Kollbeck (Porphyr des südöstl. China, dihexaëdrische Grundmasse-Einschlüsse, Z. geol. Ges. 1883. 478), Ad. Schmidt (»bipyramidal, frei im Quarz liegend, Hauptaxe nach der Auslöschungsrichtung des Quarzes orientirt«, Geol. d. Münsterthals im bad. Schwarzwald II. 1887. 13); auch Stache und v. John erwähnen sie in Porphyriten des Cevedale-Gebiets u. s. w.

Obschon die absolute Identität dieser Einschlüsse mit der den Quarz umgebenden Grundmasse evident ist, glaubt Rosenbusch, indem er das Dasein solcher dihexaëdrischer Grundmasse-Inclusionen anerkennt, dennoch der Theorie zu Liebe, dass sie nicht als solche aufgenommen worden sein konnten, weil nach ihm die Grundmasse immer erst viel später sich bildete als der Quarz; sie waren nach ihm »ursprünglich Theilchen des Magmas, die sofort im Quarz krystallisirten oder aber glasig erstarrten und später durch irgend welche Vorgänge sich zu einem krystallinen Aggregat entwickelten« (Mass. Gest. 357). Angesichts der unzähligen Glaseinschlüsse in den Porphyrquarzen ist ein unverzügliches Krystallinischwerden von anderen eingeschlossenen homogenen Magmapartikel-

chen recht unwahrscheinlich; der zweite Erklärungsversuch lautet ganz unbestimmt: sollte hier an eine secundäre Umwandlung auf nassem Wege gedacht werden, so ist zu betonen, dass, soviel sich gewahren lässt, die Einschlüsse ohne zuleitendes Spältchen mitten im compacten Quarz liegen. Auch wäre alsdann die völlige Übereinstimmung dieser Partikel mit der Grundmasse schwer zu erklären, für welche u. A. Iddings ein lehrreiches Beispiel von einem Quarzporphyrit aus dem Yellowstone National Park aufführt: die Grundmasse hat hier in den einzelnen Varietäten ganz verschiedenes Korn und in den Quarzen, deren Dimensionen überdies auch mit diesem Korn wachsen und abnehmen, liegen Grundmasse-Einschlüsse in Krystallform, welche allemal mit der jeweiligen Gesteinsgrundmasse bezüglich ihres Korns genau übereinstimmen (Bull. phil. soc. Washington XI. 1889. 87). Auf die Einschlüsse in basaltischen und trachytischen Gemengtheilen passt die zweite jener Deutungen überhaupt nicht. Die Aufnahme von solchen Grundmasse-Einschlüssen in die Quarze ist am Ende nicht schwieriger zu begreifen, wie das Eingelagertsein von schaligen Granitzonen in den grossen Orthoklasen der porphyrartigen Granite. — Einschlüsse von Grundmasse neben solchen von Glas, welche beide mitunter die Form des Quarzes angenommen haben, erwähnt Vater in den Quarzen der Glimmerporphyritgänge zwischen Priestewitz und Grossenhain (Sect. Grossenhain 1890. 51).

Gegen die Annahme, dass die grossen porphyrartig ausgeschiedenen Krystalle allemal vor der Grundmasse entstanden, erhebt auch die Erscheinung Bedenken, dass sie nicht selten Einschlüsse von individualisirten Mineralien enthalten, welche selbst an der betreffenden Grundmasse sich betheiligen. Nur einige Beispiele seien zur Erläuterung angeführt.

Bei den Trachyten sollte man meinen, dass die grossen Sanidine die ersten Ausscheidungen seien, zu einer Zeit entstanden, als die Grundmasse noch magmatisch war, womit die Erscheinungen ihrer Fractur und sonstigen magmatischen Beeinflussungen zusammenhängen würden. Nun findet man aber in diesem Sanidin, abgesehen von Magnetit und Apatit, ganz kleine Interpositionen von Plagioklas, Augit, rhombischen Pyroxenen, Biotit, ja es liegen auch in seinen randlichen Theilen zonenförmig vertheilt die echten Augitmikrolithen der Grundmasse; er enthält also eine ganze Menge von eingeschlossenen Mineralien, welche von Rosenbusch als der Effusionsperiode angehörig reclamirt werden. Um dies einigermassen zu erklären, gibt Rosenbusch gerade die hervorragendst ausgeschiedenen Sanidine als den jüngsten intratellurischen Einsprengling aus, von dem aber ausserdem noch angenommen werden muss, dass er erst in der Effusionsperiode in manchen Fällen weitergewachsen sei. Der Anfang der Sanidinbildung wird dabei also an ganz andere Orte verlegt, als das Ende derselben. Annehmbarer erscheint die Ansicht, dass die grossen Sanidine überhaupt keine intratellurischen Bildungen sind, sondern mehr oder weniger gleichzeitig mit der Grundmasse fest wurden.

Bis 10 mm grosse Quarzeinsprenglinge in Porphyren der Ålandsinseln zeigen eine feine mattgrüne Umsäumung durch Hornblende, welche auch vielfach von

den randlichen Quarzpartieen umschlossen wird, »so dass der augenscheinlich zur Grundmasse gehörige Gemengtheil schon zum Theil zur Ausscheidung gelangt sein muss, bevor die Quarze fertig gebildet waren« (Cohen und Deecke, Mitth. naturw. Ver. f. Neuvorpommorn u. Rügen 1891. 26). — Der südnorwegische Rhombenporphyr enthält in seinen grossen rhombenförmigen Feldspathdurchschnitten sehr reichliche Interpositionen von Augit, Olivin, Biotit (neben Apatit, Magnetit), Mineralien, welche gar nicht porphyrisch ausgeschieden sind, sondern Bestandtheile der Grundmasse bilden — ein Beweis dafür, dass die Verfestigung der Ausscheidungen und der Grundmasse hier kein so streng örtlich und historisch geschiedener Act ist. — Für die Ausscheidungsfolge sind namentlich die bekannten gemengtheilsreichen Gesteine der Gegend von Rieden am Laacher See (besonders an der Hardt) bemerkenswerth. Auch in ihnen sind Apatit und Melanit ohne Zweifel die ältesten Ausscheidungen; aber gerade die porphyrischen Krystalle von Leucit, Haüyn nnd Sanidin, welche, wenn es wahr wäre, dass die aussergewöhnliche Grösse dieser Einspreuglinge immer auf eine sehr frühe Ausscheidung verwiese, zu den ältesten gehörten, sind überreich an fremden Einschlüssen; so enthalten diese Leucite: Augit, Nephelin, Haüyn, Biotit, Sanidin (nebst Titanit, Melanit, Apatit, Magnetit), welche vor dem Abschluss der Leucitbildung alle schon vorhanden gewesen sein müssen. Der Nephelin steckt hier nur ganz mikroskopisch in der Grundmasse; er würde also nach der Auffassung einer Anzahl von Petrographen der Effusivperiode angehören, und doch findet er sich auch schon als Einschluss in den grossen, als intratellurisch geltenden Sanidinen, Leuciten, Haüynen.

Eine recht auffallende Erscheinung beschreiben Kemp und Marsters von einem amerikanischen sog. Camptonit, einem granen Gestein, porphyrisch durch bis 2 cm grosse scharfe Augitkrystalle; in der Grundmasse walten höchst kleine Prismen von brauner basaltischer Hornblende vor und eben dieselben sitzen in den grossen Augiten. Die Autoren sagen mit Recht: »it would seem from this that the small basaltic hornblende-crystals were first to form and that they became involved in the large augite-crystals, whose period of generation marks a later stage«. — In ganz analoger Weise berichten W. Ramsay und Berghell, dass sehr feinkörnige Gänge des finnischen Ijoliths durch 5—10 mm lange Titanitkrystalle porphyrartig sind, welche auch schon gut krystallisirte Augite und Nepheline einschliessen, während die Grundmasse ein Aggregat der letzteren Mineralien darstellt.

So kann man nur Iddings beipflichten, wenn er äussert: »The porphyritical crystals in many rocks were crystallizing while the magma was in motion and did not cease their growth after it came to rest until the whole magma had crystallized« (Bull. phil. soc. Washington XI. 1889. 88).

Zu ähnlichen Schlüssen gelangt man auch durch die Betrachtung der porphyrartigen Granite, welche zeigen, dass gerade die hervorstechend grossen Orthoklase keineswegs frühe Festwerdungen sind, indem sie oft, wie längst makroskopisch bekannt, bereits Schalen von Granitmasse zonenförmig in sich

eingelagert enthalten, auch rahmenähnlich interponirte Körnchen von Quarz, der in der Granitmasse selbst das letztgebildete Mineral ist. Cohen will deshalb in den grösseren Orthoklasen der porphyrartigen Biotitgranite der Umgegend von Heidelberg gar das letzte Verfestigungsproduct erblicken, weil sie alle anderen Gemengtheile einschliessen und zwar denjenigen in grösster Menge, welcher im Gestein vorherrscht (Benecke und Cohen, Umg. v. Heidelb. 45); später hält er in dem porphyrartigen Rapakiwigranit der Ålandsinseln die grossen Feldspathe ebenfalls als zu den späteren Ausscheidungsproducten gehörig. Ebendasselbe behauptet G. H. Williams von den Vorkommnissen von Tryberg im Schwarzwald. Die bis 6 cm grossen Orthoklase des porphyrartigen Granits vom Elsasser Belchen enthalten alle wesentlichen Mineralien des Granits, Amphibol, Biotit, Quarz, Plagioklas, gelegentlich Titanit und Eisenerze, sie sind wenig scharf gegen die Hauptmasse abgegrenzt, besonders gehen die benachbarten kleinen Quarze mit den grossen Feldspathen innige, vielfach mikropegmatitische Verwachsungen ein, was auf relativ späte Ausscheidung dieser grösseren Krystalle hinweist (Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 847). Vgl. auch die übereinstimmenden Angaben von Harker und Marr über die bis 2 Zoll langen Orthoklase im Granit vom Shap Fell in Cumberland, deren Wachsthum stellenweise bis in die Zeit fortdauerte, als Quarz sich in der Hauptmasse ausschied (Quart. journ. geol. soc. XLVII. 1891. 278).

Mechanische Contusionen und chemisch-magmatische Corrosionen. Wenn das Eruptivmagma während eines gewissen Zeitpunktes in seiner Schmelzmasse bereits ausgeschiedene grössere Krystalle besessen hat, so ist es unvermeidlich, dass dieselben unter dem Einfluss des Magmas mechanischen und chemischen Beeinflussungen unterlagen. Aufschluss über die vorhanden gewesene Krystallform kann dann die Zonenstructur oder der innere Verlauf von Interpositionen, z. B. von Glaseinschlüssen geben.

Die mechanischen, vorwiegend durch Strömungsbewegungen bedingten Einwirkungen bestehen in Deformationen und Fracturen, Verbiegungen und Knickungen; Aufblätterungen kommen an den elastischen ausgeschiedenen Glimmertafeln vor, Individuen von Quarz, Feldspath, Augit, Hornblende, Apatit werden zerbrochen, die Fragmente gegen einander verschoben. Je mehr die Krystallform nach einer oder nach zwei Dimensionen entwickelt, je zähflüssiger das Magma ist, desto leichter erfolgen diese Vorgänge. Die Erscheinungen dürfen natürlich nicht verwechselt werden mit den später an dem verfestigten Gestein durch Gebirgsdruck hervorgerufenen mechanischen Beeinflussungen. — Andererseits spricht sich diese Einwirkung des Magmas auch in einer Abrundung der vorher gebildeten Krystalle aus. Die mechanischen Contusionen können bis zu einer »primären Augenstructur« und »Protoklasstructur« gehen (vgl. S. 612).

Leucitchen, welche in ausgezogenen Glasfäden poröser Vesuvlaven sitzen und denselben eine Knotung verleihen, sind, wie z. B. Hansel beobachtete, in der Richtung der Faden-Längsaxe gestreckt, also wahrscheinlich nach ihrer Ausscheidung sogar wieder etwas erweicht worden. Die Schlieren, welche der späteren Gesteinsverfestigung angehören, haben wohl nachweisbar activ auf die

von ihnen durchflochtene Gesteinsmasse gewirkt; Mügge berichtet von einem Feldspathbasalt des Massai-Landes, dass grössere Augitkryställchen, wo sie von glasreichen abweichend zusammengesetzten Schlieren getroffen werden, »stark verbogen und an den Enden schlecht begrenzt sind, so dass man annehmen muss, sie seien durch diese glasreichen Theile wieder erweicht worden und hätten so der Strömung nachgeben können« (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 606).

Die chemischen Einwirkungen, welche die bereits ausgeschiedenen Krystalle durch das Magma erleiden, bestehen zunächst in einer Anschmelzung und einer oberflächlichen oder tiefer eingreifenden Corrosion derselben, welche wohl dadurch hervorgerufen werden, dass diese Krystalle gegenüber dem Magma minder bestandsfähig geworden sind, indem an dem letzteren, im Vergleich mit seiner Beschaffenheit während ihrer Ausscheidung, inzwischen Veränderungen eingetreten waren. Solche eingebuchtete, zerfressene Corrosionsformen weisen z. B. Quarze, Haüyne und Noseane, Olivine, Feldspathe, Granaten, Hornblenden, Biotite in ausgezeichneter Weise auf. Auf eine magmatische Corrosion schiebt es Hussak, dass in brasilianischen Gesteinen der frische Nephelin umgeben ist von einer schmalen farblosen Zone aus senkrecht gegen die Oberfläche gestellten Krystallstengelchen (wahrscheinlich ebenfalls wieder aus Nephelin bestehend); diese Zone ist durch einen Kranz dicht gehäufter Magnetitkörnchen und Augitmikrolithen sowohl gegen den innerlichen Nephelin als gegen die Grundmasse scharf abgegrenzt (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 149).

Die Feldspathe der Augitandesite, mancher Basalte u. s. w., deren abgerundete oder mit Einbuchtungen versehene Gestalt das Product der oberflächlichen Corrosion durch das Magma ist, zeigen manchmal in den Schnitten die Erscheinung, dass die peripherischen Reihen der Glaseinschlüsse nicht parallel dem inneren schalenförmigen Aufbau, sondern vielmehr dem deformirten äusseren Umriss verlaufen. Hier ist, wie wohl zuerst Renard erklärte, eine Wiederauflösung des Feldspaths bis auf einen verstümmelten Kern erfolgt, um welchen herum sich Glaspartikel ansetzten, ohne dass die dann wieder weiter anschiessende neue Feldspathsubstanz die Deformation auszuheilen vermochte. In anderen Fällen ist letzteres gelungen und dann erscheint äusserlich eine mehr oder weniger regelrecht krystallographisch beschaffene Umgrenzung. Recht merkwürdig ist der Contrast, wenn im Inneren der Feldspathe die Glaseinschluss-Linien dem krystallographischen Zonenbau folgen, dann zunächst nach aussen der von der deformirten Oberfläche abhängige unregelmässige Verlauf erscheint und schliesslich die Peripherie wieder krystallographische Linien zeigt. — Mügge beschreibt in Nepheliniten vom Vulkan Dönjo Ngai im Massai-Land, die an grünem Glas reicher sind, eine Einschmelzung des Melanits derart, dass ein Individuum halb noch aus Melanit, zur anderen Hälfte aus einem braunen Glas besteht, welches durch HCl leicht angegriffen wird und hohes spec. Gewicht besitzt; bei Verwischung der Melanitform entstehen Schlieren dieses Glases. — In stark glasigen Laven des Vesuvs bemerkte L. Sinigallia auf der schräg abfallenden Oberfläche der Augite zuweilen ein merkwürdiges, mit dem Aussehen eines Karrenfeldes vergleichbares

Relief, indem die Fläche mit groben Zacken und Spitzen besetzt ist, an denen Andeutungen von Krystallformen des Augits nicht zu verkennen sind; ihm scheint hier ein corrosiver Angriff durch das Magma vorzuliegen, welcher den »Ätzhügeln« entsprechende Augittheile auf der Krystalloberfläche herausarbeitete, indem er, durch die Augitsubstanz orientirt, nach verschiedenen Richtungen verschieden stark erfolgte (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 1891. 410).

Davon, dass es bei Gelegenheit dieser Corrosionen und Resorptionen zu einer randlichen Neuproduction gewisser Mineralien kommen kann, ist ausführlich früher S. 716 ff. die Rede gewesen. — Die Möglichkeit ist nicht ausgeschlossen, dass bereits einmal ausgeschieden gewesene Individuen eines Gemengtheils sämmtlich der Resorption unterlegen sind, und dass gewisse jetzt in dem Gestein als Gemengtheile erscheinende Mineralien nur die bei dieser Gelegenheit massenhaft gebildeten Producte aus Magma und corrodirter Krystallsubstanz darstellen. So ist z. B. von Mügge und v. Lasaulx die Ansicht ausgesprochen worden, dass in andesitischen Magmen Biotit- oder Hornblende-Ausscheidungen zeitweilig existirt haben, aber dann vollständig unter Neubildung von Augit und Magnetit resorbirt worden seien, so dass jetzt von jenen ersteren Mineralien gar nichts mehr, von den letzteren sehr viel vorliegt.

Die Ursache der Corrosionen und Resorptionen, der Wiederauflösung bereits ausgeschiedener Gemengtheile besteht darin, dass sich das Magma nach der Krystallbildung in seiner chemischen Zusammensetzung oder seinem physikalischen Verhalten geändert hat. Was die Veränderung in der chemischen Zusammensetzung anbetrifft, so könnte dieselbe dadurch erklärt werden, dass in Folge der Ausscheidung basischerer oder kieselsäurefreier Verbindungen das Magma inzwischen eine gesteigerte Acidität erlangt hat und so lösend oder corrodirend auf starre Ausscheidungen wirken kann. Weiterhin musste durch eine Ausscheidung von Augit, Hornblende, Biotit, Olivin das restirende Magma alkalireicher werden, als es vor der Krystallisation jener Mineralien war, und aus den Versuchen von Doelter und Hussak (N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 19) scheint hervorzugehen, dass gerade ein alkalireicheres Magma energischer corrodirend wirkt als ein alkaliarmes. — Wenn Rosenbusch (Mass. Gest. 340) eine gesteigerte Acidität des Magmas »zum Theil auch von dem Entweichen des Wasserdampfs unter dem verminderten Druck an der Erdoberfläche« herleitet, so hat Lagorio die Richtigkeit dieser Ansicht durchaus bestritten; er hält es »für ganz unbegreiflich, wie das Magma überhaupt saurer oder basischer werden könne durch Gehalt oder Verlust des unter Druck, also mechanisch absorbirten Wasserdampfs«; der Procentgehalt des absorbirten Wasserdampfs kann in der That keinen wesentlichen Einfluss auf das Verhältniss von Säure und Basen im Magma besitzen. — Theoretisch sollten die zuletzt krystallisirten Gemengtheile die zuerst der Resorption anheimfallenden sein (S. 760) und so wäre das Maass der Corrosion ein Index für das Alter im umgekehrten Sinne.

Ausserdem kann aber wohl auch, selbst bei unveränderter chemischer Zusammensetzung des Magmas eine Einwirkung auf ältere Ausscheidungen ein-

treten, sofern die Eruptivmasse durch Emporsteigen an die Oberfläche oder dadurch, dass eine aufreissende Spalte sie mit ihr in Verbindung bringt, in andere physikalische Verhältnisse, unter einen geringeren Druck gelangt. Fussend auf dem Gesetz von Thomson-Bunsen, dass mit erhöhtem Druck der Schmelzpunkt steigt, sowie dem Satz von Sorby, dass Aufhebung des Drucks ebenso wie Erhöhung der Temperatur wirkt, darf man mit Lagorio schliessen: »wird der Druck vermindert, so löst sich ein Theil der porphyrischen Gemengtheile wieder auf, und darauf ist auch die Vernichtung oder Corrosion derselben zurückzuführen« (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 510). — Andererseits spielt aber bei diesen Vorgängen wohl weiterhin die Thatsache eine Rolle, dass, wenn auch das Magma zu erstarren anfängt, bei diesem Übergang aus dem amorphen in den ganz oder theilweise krystallisirten Zustand eine Temperaturerhöhung ziemlich plötzlich einzutreten pflegt, welche die lösende Wirkung des noch geschmolzenen Magma-Antheils erhöhen muss (vgl. Kopp, Liebig's Annalen 1855. 93. 125). Scacchi, Palmieri und Guarini beobachteten z. B. diese Erscheinung beim Vesuvausbruch 1855 an Laven im Fosso della Vetrana (vgl. Roth, der Vesuv. Berlin 1857. 293 u. 304). Vgl. übrigens über diese Vorgänge S. 760. — Bei diesen Voraussetzungen brauchte also die Beeinflussung älterer Ausscheidungen durch das Magma kein eigentlich chemischer Act zu sein, sondern könnte als rein kaustischer Vorgang gelten. Küch hält dafür, dass die Entstehung des schwarzen Randes um Hornblende hierher zu gehören scheine, da die unzähligemal zu beobachtenden ideal scharfen Contouren der so randlich oder total umgewandelten Hornblende gegen chemische Corrosion sprechen, vielmehr sich der Process ohne Zweifel in Gestalt einer molekularen Umlagerung im nicht flüssigen Zustand vollzogen habe (Petr. d. vulk. Gest. d. Republ. Colombia, Berlin 1892. 57). Doch muss bedacht werden, dass auch wenigstens ebenso oft die Contouren der Hornblende vollständig zergangen sind. — Über Lagorio's Ansicht, dass die Einwirkungsdauer der Schmelze gar nicht in Betracht zu ziehen sei, vgl. S. 723.

Ob die Abrundung der Gestalt durch mechanische Contusion oder durch chemische Corrosion oder Einschmelzung erfolgt sei, ist in vielen Fällen schwer zu entscheiden. — Mit dem Ausdruck Corrosion ist man übrigens wohl oft allzu freigebig gewesen: es ist gewiss nicht gerechtfertigt, in jeder formellen Irregularität, in jeder Einbuchtung des Umrisses, welche die Ausscheidungen aus einer Grundmasse aufweisen, gleich das Werk äusserlicher mechanischer oder chemischer Verstümmelung zu erblicken, und die Möglichkeit eines irregulären Wachsthums ganz ausser Augen zu lassen. In Sanidinen und Plagioklasen der Trachyte und Andesite, welche äusserlich ganz unregelmässig contourirt sind, sieht man oft innerlich die Zonen fremder Einschlüsse bis in das Centrum hinein diesem Umriss ganz conform verlaufen, was darauf hinweist, dass der Krystall eben von Anfang an unregelmässig gewachsen ist. Bei den grossen eiförmigen Orthoklasen des finnischen Rapakiwi-Granits, welche bis 10 innerliche concentrische Zonen fremder Einschlüsse darbieten, hält so auch Sederholm dafür, dass diese ovale Gestalt während der ganzen Wachsthumsperiode des Krystalls

bestanden hat. Auch fragt es sich, ob z. B. die Abrundungen der Quarze in den Porphyren allemal auf randliche resorbirende Deformationen eines normal gebildeten Krystalls durch das Magma verweisen, oder ob nicht hier an einen die Krystallisation hemmenden Einfluss von Seiten des Magmas gedacht werden darf. In dem Maasse als — nach der vielfach verbreiteten Vorstellung — im Laufe der Zeit das Magma saurer geworden wäre, hätte es gerade um so weniger eine Corrosion des Quarzes herbeiführen können. — Bei der Deutung von Verhältnissen der Aneinanderlagerung als Corrosionserscheinung hat man gewiss oft der Einbildungskraft zu viel Spielraum gelassen. Sollas betrachtet in den Graniten von Leinster alle Irregularitäten der Biotitcontouren als Corrosionswirkung. So gebe es Biotite, bei denen die Hälfte der Tafel resorbirt und ihr Platz durch Feldspath eingenommen sei, was dadurch wahrscheinlich zu machen versucht wird, dass Zirkon und Apatite als Überbleibsel des resorbirten Biotits jetzt an der früheren Biotitstelle im Feldspath liegen. Indem er glaubt, dass die Zirkone und Apatite ursprünglich blos im Biotit eingewachsen waren, gelten ihm die Einwachsungen dieser beiden Mineralien auch in anderen Gemengtheilen, z. B. im Quarz immer als Hinweise darauf, dass sie hier wieder durch Corrosion des Biotits aus diesem isolirt seien. — Umgekehrt ist auch Küch der Ansicht, dass der sog. magmatischen Corrosion bei weitem nicht jene Bedeutung zukommt, welche ihr vielfach zugemessen wird; er läugnet mit Recht, dass alle nicht geradlinigen Durchschnittscontouren, die Einbuchtungen der Grundmasse u. dgl., Folge einer nachträglichen Corrosion sein müssten, indem eine theilweise oder gänzlich regellose äussere Gestalt auch als eine ursprüngliche bei rundum gebildeten Individuen vorkommt, ebenso die Abrundungen der Ecken und Kanten primäre Wachsthumserscheinungen sein können; einseitige Wachsthums-Unregelmässigkeit hat nichts Auffallendes, während Einseitigkeit der Corrosion unerklärlich sein würde. Die abgerundeten und die einseitig deformirten Quarze in den Porphyrgesteinen sind nach ihm zum grössten Theil durch ein Auseinanderlösen der Krystalle nach Zerberstungsflächen entstanden, welche man sehr oft in den Quarzausscheidungen als zahlreiche Sprünge und Risse in einer dem Kreis- bis Eirunden genäherten Linie verlaufen sieht; ihre Ausbildung erfolgte bei der Abkühlung des Quarzes und zwar wenigstens z. Th. noch zu einer Zeit, als das Magma sich noch im flüssigen Zustand befand (a. a. O. 61).

Wie die ausgeschiedenen Krystalle überhaupt sehr häufig ein zonenförmiges Wachsthum zeigen, was auf den successiven Ansatz von Substanz hinweist, so kann auch an den durch die schmelzflüssige Mutterlauge mechanisch verstümmelten und chemisch corrodirten Ausscheidungen noch einmal ein Weiterwachsen, eine Vergrösserung ihres Volumens stattfinden, ohne dass deshalb der deformirte ältere Kern und die äussere Hülle sich dann dadurch zu unterscheiden brauchen, dass der erstere an intratellurischen Orten entstanden war, die letztere erst während des Ausfliessens viel später hinzugefügt wurde. Oft zwar, wenn die neu angelagerte Substanz chemisch identisch und genau optisch übereinstimmend orientirt ist, kann man den ehemaligen Kern als solchen nur schlecht erkennen.

Ist dieselbe aber etwas abweichend gefärbt, so tritt sie dadurch im Gegensatz hervor, hat sie z. B., wie bei monoklinen und triklinen Mineralien, eine etwas andere Auslöschungsrichtung, so verräth sie sich deutlich zwischen gekreuzten Nicols. So scheint manchmal bei Augiten, z. B. in Basalten, der innere Kern das Überbleibsel eines durch Corrosion ganz verunstalteten Individuums zu sein, welches dann als Ansatz für die Wiederaufnahme des Weiterwachsthums diente; ein solcher im Basalt vom Stempel zeigte auch die Auslöschungsschiefe in dem grünen Kern zu 48°, in der braunen Hülle zu 36°, einer im Magmabasalt des Habichtswaldes dieselbe in dem grünen Kern zu 33°, in dem hier helleren Mantel zu 42°. Die so weiterwachsenden Feldspathe setzen meist etwas SiO_2- und Na-reichere und Ca-ärmere Randzonen mit geringerer Auslöschungsschiefe auf den basischen Spaltflächen an. — Weiterhin wird der Contrast zwischen Kern und angewachsener Hülle wohl durch einen Unterschied der Interpositionen markirt, wie denn z. B. die Sanidine in den Phonolithen manchmal in ihrer äussersten Zone und nur in dieser jene zarten grünen Nädelchen von Natronpyroxen eingeschlossen enthalten, welche sich reichlich an der Grundmasse betheiligen. Bei Biotiten sind gleichfalls äusserlich scharf begrenzte, oft dunkler gefärbte Ergänzungen eines irregulärer contourirten Kerns bekannt. — Wo ein theilweise corrodirter Krystall durch Ausheilung wieder hergestellt wird und weiterwächst, da scheint das Wachsthum schneller an den corrodirten als an den unversehrten Stellen vor sich zu gehen (vgl. auch Pasteur, Comptes rendus Bd. 43. 1856. 795).

Die ausgeschiedenen grösseren Krystalle haben oft als Ansatzpunkte für Mikrolithen der Grundmasse gedient (Bärte und Pinsel von Pyroxen um Hornblende, Nädelchen von Augit um Leucite in den Phonolithen, sphaerolithische Fasern um Quarze der Porphyre und Rhyolithe).

Von besonderem Interesse ist die Frage, ob und welche Unterschiede in der Beschaffenheit und der chemischen Constitution bestehen zwischen den als grössere Ausscheidungen auftretenden Mineralarten und andererseits den generell gleichartigen, die sich an der Grundmasse betheiligen. Die Phaenomene der mechanischen und chemischen Beeinflussung, die Fracturen, Corrosionen, Resorptionen u. s. w., welche sich an den ersteren zeigen — wie denn z. B. die grösseren Biotite und Hornblenden so oft jenen dunkeln Rand tragen, der den ganz kleinen fehlt —, diese Gegensätze kommen hier eigentlich nicht in Betracht, denn es ist selbstverständlich, dass sich diese Ereignisse an den minutiösen, relativ spätgeborenen, aus spärlicherem Magma festgewordenen Individuen der Grundmasse nicht entfernt in dem Maasse geltend machen können, wie bei den Ausscheidungen.

Bei den Plagioklasen sprechen sich die hierher gehörigen, überaus oft beobachteten Gegensätze dieser Art darin aus, dass diejenigen der Grundmasse reicher an SiO_2 und Na, ärmer an Ca zu sein pflegen, als die ausgeschiedenen grösseren, wobei aber sehr vielfach nachgewiesen wurde, dass die Feldspathe der Grundmasse in chemischer Hinsicht eine Fortsetzung der den Rand der Aus-

scheidungen bildenden Substanz darstellen. Doch kann es auch vorkommen, dass die grösseren Plagioklase und die Grundmasse-Mikrolithen von Plagioklas übereinstimmen, wovon Renard aus einem Diorit von St. Thomas ein Exempel gibt (Petrol. of ocean. islands 1889. 25). Ebenso hat es Küch für die columbischen Andesite nicht bestätigt gefunden, dass die kleineren und kleinsten Plagioklase der Grundmasse, wenn man von den eigentlichen, nicht mehr zu prüfenden Mikrolithen absieht, etwa kieselsäurereicher wären als die grösseren: sehr kleine Krystalle waren nach der Anwendung heisser Salzsänre oft stark zersetzt, während grössere oft kaum eines Spur eines Angegriffenseins zeigten (Petrogr. d. vulk. Gest. von Col., Berlin 1892. 26). — Daneben offenbaren sich sonst zwischen beiderlei Feldspathen allerhand Contraste: die grösseren porphyrartigen Krystalle, z. B. in Andesiten oder Trachyten sind gewöhnlich reichlich, nicht selten mehrfach lamellirt, tafelförmig gestaltet und zonar gewachsen, die kleineren der Grundmasse nicht oder nur spärlich oder blos einfach lamellirt, leistenförmig und ohne zonaren Aufbau; erstere umhüllen reichliche als Glas erstarrte Magmapartikel, welche in den später entstandenen letzteren nur mehr ganz spärlich gefunden werden. — Auch beim Augit sind häufig grössere Ausscheidungen verschieden von den Individuen der Grundmasse durch Farbe, Auslöschungsschiefe, Zonenstructur. In Tephriten erscheinen grosse Augite röthlichbraun, die Mikrolithen der Grundmasse grün. Nach Doelter sollen in einem Augitphonolith von Praya, Capverden, die grossen und die mikroskopischen Augite sehr bedeutend verschiedene chemische Zusammensetzung haben; überhaupt scheinen in manchen Phonolithen die Augitmikrolithen der Grundmasse natronreicher zu sein. Bei den mit verschiedenen Zonen fortgewachsenen Augiten stimmt ebenfalls häufig die äusserste Zone mit den Augitmikrolithen der Grundmasse überein. Für Basalte des Haurân schliesst Doss, dass die grossen porphyrischen Olivine zur Hauptsache erheblich eisenreicher sind, als die ganz kleinen, dass aber die äussere Zone der ersteren mit der Substanz der letzteren wieder übereinstimmt. — Für viele andere Gemengtheile können jedoch Unterschiede dieser Art überhaupt nicht nachgewiesen werden.

Doch würde man irren, wollte man auf Grund der vorstehenden, hauptsächlich die Extreme betonenden Verhältnisse annehmen, dass eine einigermassen scharfe Trennung zwischen Ausscheidungen und entsprechenden Grundmasse-Constituenten stattfände. In unzähligen Fällen bestehen zwischen ihnen alle Grössenübergänge, welche die qualitativ contrastirenden Endglieder mit einander verbinden. Nach Michel Lévy existiren z. B. in der Lava von Volvic »tous les passages« zwischen den relativ grossen Tafeln basischen Andesins und den feinsten, dem Oligoklas nahestehenden Mikrolithen der Grundmasse. Sehr bemerkenswerth ist auch in dieser Hinsicht das chemische Zusammenfallen der Randzonen der Ausscheidungen mit der Substanz der kleineren Individuen. Ferner kommen viele Ausnahmen von den oben angeführten morphologischen und structurellen Gegensätzen vor; so hebt z. B. Iddings für die schönen Dacite des Yellowstone National Park hervor, dass die minimalen Quarzchen der vollkrystallinen Grund-

masse ganz genau dieselben Formen und dihexaëdrischen Glaseinschlüsse führen, wie die grossen ausgeschiedenen Individuen. Rosenbusch erwähnt, dass in dem Monchiquit die Ausscheidungen von Pyroxen oder die Individuen der »ersten Generation« bestehen theils aus farblosen selten grünlichen Kernen mit peripherischer Umwachsung von röthlichviolettem Pyroxen, theils aus röthlichvioletten Individuen ohne solche Kerne, wogegen die Individuen seiner »zweiten Generation« lediglich aus solchen röthlichvioletten Pyroxenen gebildet werden; hier wäre also schon innerhalb seiner ersten Generation ein Gegensatz der Pyroxene vorhanden, während dann die Individuen der nur auf Grund der grösseren Kleinheit unterschiedenen sog. zweiten Generation gerade mit einem Theil der ersten identisch sind.

Alles dieses zeigt, dass es sich meist nicht sowohl um zwei örtlich und zeitlich scharf getrennte »Generationen«, sondern vielmehr um einen fortlaufenden und constant sich ändernden Bildungsprocess handelt. Die grösseren Ausscheidungen können nicht in dem Sinne als älter gelten, dass sie allesammt und allemal schon fertig gebildet gewesen wären, bevor die Grundmasse sich verfestigte, im Gegentheil fliesst ihre Bildung, namentlich die der äusseren Theile, mit der Erstarrung der Grundmasse mehr oder weniger ineinander.

Nachdem schon 1861 Bunsen die Analogie zwischen Gesteinsmagmen und Salzlösungen hervorgehoben, betrachtete Schott (Poggend. Annal. Bd. 154. 422) Glasflüsse als übersättigte Lösungen (eine übersättigte Salzlösung ist bekanntlich diejenige, welche bei der Abkühlung von einer höheren auf eine niedrigere Temperatur mehr Salz in Lösung enthält, als ihrem Lösungsvermögen für diese Temperatur entspricht) und Lagorio hat in seiner bedeutungsvollen Abhandlung »Über die Natur der Glasbasis, sowie die Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma« diese Vorstellung auf die geschmolzenen Gesteinsmagmen ausgedehnt, in denen er eine übersättigte Lösung verschiedener Silicate erblickt, welche, wie es bei den entsprechenden Salzlösungen der Fall, eines geringen Anstosses bedürfen, um je nach dem Sättigungsgrade mit der einen oder anderen Verbindung als Gemengtheile auszukrystallisiren (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 437); Iddings hat sich dieselbe Anschauung in seiner wichtigen Schrift »On the crystallization of igneous rocks« (Bull. phil. soc. Washington XI. 1889. 91) ebenfalls zu eigen gemacht. Als selbstverständlich hat von je die Vorstellung gegolten, dass das den Ausgangspunkt der Betrachtungen bildende Magma als solches keine stöchiometrische Zusammensetzung besitzt. Aus einem Magma kann nur dasjenige Mineral krystallisiren, welches daran nicht durch die stärkere Ausscheidungsberechtigung anderer Verbindungen verhindert wird.

Sorby fand, dass die Krystallisation derjenigen Salze, welche sich bei der Ausscheidung aus einer Lösung verdichten, unterstützt wird durch eine Vermehrung des Drucks und dass das Umgekehrte für diejenigen gilt, die sich bei der Krystallisation ausdehnen (Proceed. royal soc. London XII. 1863. 538). Die

gesteinsbildenden Silicate gehören nun zu der ersteren Kategorie, da sie im krystallisirten Zustand dichter sind als in ihrer amorphen oder glasigen Modification und vollends als die Substanz im geschmolzenen Zustand. Wenn solche Substanzen daher in einem flüssigen Magma bestehen, so würde eine Verminderung des Drucks wohl den Temperaturgrad, bei welchem die Auskrystallisirung erfolgt, herabdrücken, oder — was dasselbe sagt — wenn ein Magma im Begriff stände, unter bestimmtem Druck und Temperatur zu krystallisiren, so würde eine Verminderung des Drucks dies verhindern. Um den Zeitpunkt der Auskrystallisirung solcher Lösungen herum stehen sich die Wirkungen von Temperatur und Druck umgekehrt gegenüber:

die Krystallisation wird
- befördert
  - durch Verminderung der Temperatur
  - » Erhöhung des Drucks
- vermindert
  - durch Erhöhung der Temperatur
  - » Verminderung des Drucks.

Der Grad der Sättigung eines geschmolzenen Magmas wird in erster Linie abhängen von Temperatur und Druck, der Charakter der Sättigung von dem relativen Gehalt an chemischen Stoffen. Wenn die Temperatur eines ursprünglich vollkommen geschmolzen gewesenen Magmas durch Abkühlung abnimmt, so wird ein Punkt erreicht, wo die eine oder andere der vorhandenen chemischen Verbindungen die Lösung übersättigt und dieser Überschuss anfängt auszukrystallisiren. Durch sehr allmähliche und ruhige Abkühlung kann eine Solution in hohem Grade übersättigt werden. Die Natur der zuerst auskrystallisirenden Verbindung wird vorwiegend abhängen von der chemischen Gesammtzusammensetzung des Magmas und darnach variiren. Bei niedrigerer Temperatur tritt ein Punkt ein, wo eine andere Verbindung auskrystallisirt und so fort, bis das ganze Gemisch verfestigt ist, sei es zu einer ganz krystallinischen oder halbglasigen Masse. Indem durch die ersten Ausscheidungen die relativen Betheiligungen der verschiedenen Stoffe an dem Magma eine Veränderung erfahren und dies sich in der Folge fortsetzt, kann, obschon die einzelnen Verbindungen zu successiven Zeiten anfangen zu krystallisiren, doch auch eine gleichzeitige Krystallisation mehrerer derselben Platz finden.

Hier mögen nun zunächst noch die folgenden, sehr ansprechenden Vorstellungen von Iddings über magmatische Vorgänge bei den Eruptionen ihren Platz finden. Steigt das Magma im Eruptionscanal auf, so wird der Druck vermindert nach Maassgabe der zurückgelegten Verticaldistanz. Die Temperatur nimmt auch durch Wärmeabgabe an die Spaltenwände ab, und so wird in den der ursprünglichen Heimath des Magmas genäherten Erdtheilen diese Wärmeabnahme zunächst langsam erfolgen, dann gegen das Ende der Eruption hin schneller sich steigern, während die Verminderung des Drucks mehr gleichmässig stattfindet. Da nun (vgl. oben) die Wirkungen von Temperatur und von Druck auf das Magma die umgekehrten sind (ohne direct umgekehrt proportional sein zu müssen), so sieht man, dass eine rasche Abnahme des Drucks mehr als ein Gegengewicht bildet gegen eine langsamere Abnahme der Temperatur und das

Resultat würde also einer *Zunahme der Temperatur* entsprechen. Daher könnte es allerdings geschehen, dass das Magma *zuerst* einen flüssigeren und von dem Punkte der Sättigung und Auskrystallisirung entfernteren Zustand gewinnt, als es vor dem Aufsteigen besessen hat. Der Gegensatz zwischen dem Wärmeverlust und der Druckverminderung wird aber mit der Annäherung an die Oberfläche wachsen und während eines gewissen Zeitpunktes ein solcher werden, dass der Wärmeverlust in seiner Wirkung die Druckabnahme überwiegt und das Magma einen Grad der Sättigung erreicht, dass die Auskrystallisirung von Verbindungen unvermeidlich wird und so lange anhält, als der Wechsel von Temperatur und Druck in derselben Richtung fortfährt. Am Ende der Eruption wird der Druck ziemlich constant sein, die Temperatur fortfahren, mehr oder weniger rasch abzunehmen. — In grosser Tiefe, wo die Wärmeabgabe nur eine geringe ist, muss das Magma viel langsamer abkühlen, als nahe der Oberfläche; in jener Tiefe strebt aber der dort vermehrte Druck umgekehrt darnach, den Temperaturgrad, bei welchem Übersättigung und Auskrystallisirung anfängt, zu erhöhen, und dieser *Widerstreit* der Wirkungen mag es gerade sein, wodurch hier die *gleichmässige* Structur zu Stande kommt. — Erfolgen die Eruptionen ruckweise und spasmodisch, so würde die Wirkung eines plötzlichen raschen Aufsteigens auch in einer abnorm rascheren Verminderung des Drucks beruhen und das frühere Verhältniss zwischen dieser letzteren und der Temperaturverminderung derart aufgehoben werden, dass ein gleichsam einer Temperatur*erhöhung* entsprechender Zustand eintreten konnte. Veranlasste jenes Verhältniss früher die Übersättigung des Magmas und Krystallisation, so bewirkte die Veränderung nun eine Reduction des Sättigungsgrades, eine höhere Capacität des Magmas, Substanzen in Lösung zu erhalten, eine *Verhinderung* weiterer Krystallisation oder selbst eine *Auflösung* und Resorption bereits ausgeschiedener Gemengtheile. Die Temperatur erfuhr in diesem Falle nicht eine eigentliche Erhöhung, sondern thatsächlich immer noch eine Verminderung, indem die wahre Ursache der Resorption in der rapiden Druckverminderung beruht, wie dies auch schon Lagorio erkannt hatte. Oscilliren Druck und Temperatur in ihren Effecten gerade um den Sättigungspunkt, so kann sich die Entwickelung, Verzögerung und Vernichtung der Krystallisation öfters wiederholen, zonenförmiges Weiterwachsen von oberflächlich resorbirten Krystallen erfolgen. Sind aus einem Magma mehrere Gemengtheile nach Maassgabe ihres Unlöslichgewordenseins nach einander auskrystallisirt und erhält dann durch solche rasche Verminderung des Drucks das Magma eine erhöhte Lösungsfähigkeit, dann ist zu erwarten, dass die festgewordenen Gemengtheile in der *umgekehrten* Reihenfolge resorbirt werden, als in welcher sie sich ausgeschieden haben (denn die Tendenz einer Substanz, eine Lösung zu sättigen, ist in gewissem Maasse umgekehrt proportional der Löslichkeit; die relative Löslichkeit der Mineralien in der Magmasolution, aus welcher sie krystallisirten, würde also mit der Fähigkeit sie zu sättigen, im umgekehrten Verhältniss stehen): die zuletzt krystallisirten Gemengtheile sollten daher die zuerst resorbirten sein.

Zunächst erhebt sich nun weiterhin die Frage, wornach sich die Aufeinanderfolge der Ausscheidungen regelt. Von den thatsächlichen Erscheinungen ist S. 729 ff. ausführlich die Rede gewesen, und es handelt sich jetzt um den Versuch, die auf diesem Gebiet gemachten Beobachtungen zu erklären, wobei in erster Linie die gleichmässig-körnigen, nicht-porphyrischen Gesteine in Betracht gezogen werden.

Durch die Ausführungen von Rosenbusch zieht sich der auf den ersten Blick im Allgemeinen zutreffende Grundgedanke, dass die Krystallisation in der Regel beginnt mit der Ausscheidung von Verbindungen, welche relativ arm sind an Kieselsäure, dass die ferneren Festwerdungen einander folgen mit zunehmender Acidität und dass die kieselsäurereichsten Mineralien zuletzt krystallisiren. Darauf verweise namentlich einerseits die erkennbare Reihenfolge in der Verfestigung der einzelnen Gemengtheile, sodann die chemische Zusammensetzung der einander von innen nach aussen umhüllenden Zonen, sowie der nach einander entstandenen Individuen von Plagioklas. Wenn dieser Satz von der zunehmenden Acidität der Ausscheidungen zu Recht besteht, so muss es der Fall sein, dass in einem schmelzflüssigen normal erstarrenden Magma während jeden Augenblicks: 1) die Summe der bereits festgewordenen krystallinischen Ausscheidungen basischer ist, als der noch nicht verfestigte (einer Mutterlauge vergleichbare) Magmarest, basischer auch als die Gesammtzusammensetzung des ganzen Gesteins; 2) jener noch nicht verfestigte Magmarest saurer ist, als die Gesammtzusammensetzung des ganzen Gesteins. Das Gesammtgestein steht eben in seiner chemischen Zusammensetzung zwischen der Summe der jedesmaligen Ausscheidungen und dem jedesmaligen Magmarest. Ist aber die Succession überhaupt nicht die vorausgesetzte, so fallen damit diese Schlüsse. Die Erscheinung bei den Porphyren, dass die Grundmasse (oder das Gesteinsglas) bei den acideren und den basischeren Gliedern eine chemische Zusammensetzung besitzt, welche der Bauschanalyse des Gesteins sehr ähnlich ist (S. 673, 677), verweist darauf, dass entweder, sofern jene Schlüsse zu Recht bestehen, in der Grundmasse allein nicht das zuletzt Erstarrte vorliegt, oder dass durch die Ausscheidung der grösseren Krystalle eben keine erhöhte Acidität des Übrigen herbeigeführt wurde (auch wenn man den von Manchen nicht mit zur Grundmasse gerechneten, aber bei der Analyse mit in den Bestand derselben aufgenommenen Magnetit und Apatit von ihr abzöge, würde ihre Acidität nicht besonders erhöht werden). — Lagorio hob (a. a. O. 519) richtig hervor, dass die Vertreter jenes Satzes von der steigenden Acidität nirgends definirt haben, was unter »Saurerwerden« zu verstehen sei, ob der höhere Procentgehalt an Kieselsäure, was doch ganz unstatthaft wäre, oder eine andere Sättigungsstufe. Ausserdem kann nach ihm dieser Satz »nicht einmal den Werth einer empirischen Regel beanspruchen, denn es lässt sich eine sehr grosse Anzahl von Ausnahmen anführen, die eine allgemeine Anwendung desselben nicht gestatten« (424).

Schon Höpfner hat es als eine offene, weiter zu verfolgende Frage hingestellt (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 188), ob ausser dem Kieselsäuregehalt nicht

auch die Natur der betreffenden Base in Betracht komme, indem es zunächst fast scheinen wolle, als ob besonders die Alkalisilicate sich wesentlich von den Silicaten anderer Metalle unterschieden, insofern grösserer Alkaligehalt die krystallinische Ausscheidung verzögert; indessen scheine auch hier, innerhalb der Alkalisilicate, nach den Angaben über Leucit und Nephelin zu schliessen, das SiO_2-reichere Alkalisilicat nach dem SiO_2-ärmeren zur Ausscheidung zu gelangen.

Die in Rede stehenden Beziehungen sind später von Lagorio in einer sehr wichtigen Arbeit (Miner. u. petr. Mitth. VIII. 1887) verfolgt worden, in welcher er vielfach mit Glück zu zeigen versucht, dass es nicht sowohl die Acidität der Verbindungen als solche, sondern vielmehr die Natur der in sie eintretenden Basen sei, wornach die Ausscheidungsfolge sich regelt. Ist das geschmolzene Magma eine mehr oder weniger gesättigte Lösung verschiedener Silicate, so werden diejenigen Stoffe, welche am leichtesten sättigen, am frühesten ausgeschieden, die am schwersten sättigenden am spätesten. Aus manchen Untersuchungen von Pélouze u. A. an künstlichen Gläsern ergibt sich nun zufolge Lagorio (a. a. O. 501): »Kalisilicate sättigen schmelzende Silicatlösungen sehr schwer, ebenso Thonerde, Natronsilicate schon leichter, dann folgt CaO, MgO, sowie die Oxyde der schweren Metalle (FeO schwerer als Fe_2O_3), sowie Titan, Zirkon und ähnliche, welche überaus leicht ausgeschieden werden und zwar z. Th. als freie Oxyde; Kieselsäure sättigt Silicatlösungen schwer.« Dass die Silicate der alkalischen Erden leichter sättigen als die der Alkalien ergibt sich auch daraus, dass die Alkalien mit Vorliebe saure Verbindungen bilden, CaO, MgO, sowie FeO aber basische. Wie zahlreiche Versuche lehren (z. B. von Lemberg, Z. geol. Ges. 1885. 959), sind CaO, MgO, FeO der SiO_2 gegenüber stärker als die Alkalien, es müssen sich deshalb diese Basen mit der SiO_2 zuerst zu Verbindungen zusammenthun, d. h. sie werden bei genügender Temperatur-Erniedrigung zuerst auskrystallisiren, dann werden Na-Verbindungen entstehen, vor letzteren aber noch gemischte aus zwei- und einwerthigen Metallen, dann erst K- oder K-Na-Silicate. Die Ausscheidungsfolge der Verbindungen wäre daher im Allgemeinen folgende:

Oxyde
Reine Fe-Silicate
Mg-Silicate
(Fe + Mg)-Silicate } z. B. rhombische Pyroxene, Olivin
(Mg + Ca)-Silicate, z. B. monokline Pyroxene, Amphibole
(Mg + K)- (resp. Fe + K)-Silicate, z. B. Biotite
Ca-Silicate, z. B. Anorthit
(Ca + Na)-Silicate, vorwiegend Plagioklase, Haüyne
Na-Silicate, Nephelin, Albit,
schliesslich K-Silicate, Orthoklas, Leucit,
freie SiO_2, meist mit den Alkalisilicaten zugleich.

Jedenfalls könne, nach Lagorio, der Quarz in körnigen Gesteinen nicht zuletzt, sondern nur mit einem anderen Gemengtheil zugleich, aus einem Schmelzfluss

sich ausscheiden. Thonerde tritt verhältnissmässig erst spät in das Molekül der verschiedenen Gemengtheile ein.

In einem an SiO_2 und Alkali reichen, an CaO und MgO armen oder davon freien Silicatmagma haben die Natronverbindungen eine grösserere Tendenz sich auszuscheiden als die Kaliverbindungen, wie sich dies auch daran zeigt, dass in sauren Gläsern die Sphaerolithe reicher an Na, ärmer an K sind als das Glas (S. 678); die Sphaerolithe verbrauchen das Na in grösserer Menge als das K. Überwiegt in einem solchen Magma von vornherein oder in irgend einem Stadium der Krystallisation stark das Kali, so tritt die Massenwirkung in ihre Rechte und veranlasst die Bildung von Kalisilicaten, Orthoklas. Ist zugleich Na in ungefähr gleicher Menge vertreten, so krystallisirt zuerst Albit-Oligoklas oder Parorthoklas, dann erst Orthoklas. Die Tendenz der Na-Silicate herauszufallen, äussert sich auch darin, dass Na in die Thonerde-Augite und -Hornblenden, auch bei primärer Ausscheidung derselben gern in geringer Menge eintritt, ferner darin, dass Na-Silicate stets geringere Mengen K enthalten als K-Silicate Na. Für die leichtere Ausscheidung der Na-Silicate gegenüber den K-Silicaten spricht auch noch das fast gänzliche Fehlen einer glasigen Ausbildung der natronreichen Phonolithe, Nephelingesteine und Elaeolithsyenite, während die Leucit- und Orthoklasgesteine viel häufiger diese Modificationen aufweisen. Dass die Natronverbindungen erst auf die von Mg und Ca folgen, zeigt sich sehr deutlich in den Elaeolithsyeniten, wo der natronreiche Aegirin seine Krystallisationsdauer weit über diejenige der anderen gefärbten Silicate hinauserstreckt. — Tritt CaO und MgO sowie FeO in irgend grösserer Menge in das Magma ein, so modificiren sie durch ihre grundverschiedene Affinität zu Kali die Processe wesentlich. — Fe_2O_3 hat offenbar gar keine Neigung, sich mit Alkalien zu verbinden, denn sonst wäre es bei der Vertretbarkeit von Al_2O_3 und Fe_2O_3 vorauszusetzen, dass sich eisenoxydhaltige Feldspathe, Leucite, Nepheline bilden; viel grössere Affinität als zu K und Na hat Fe_2O_3 zu Ca und Mg.

Immerhin ist zu bedenken, dass vorstehende Ausführungen nur im Grossen und Ganzen Geltung haben und es mag in dieser Hinsicht blos an die S. 732 hervorgehobenen zahlreichen Fälle erinnert werden, dass Kalknatronfeldspathe vor den Kalkmagnesiaeisen-Pyroxenen krystallisirt sind. — Iddings, welcher sich sonst den Betrachtungen von Lagorio anschliesst, ist der wohl nicht durch die Analysen und Structuren vollbegründeten Ansicht, dass obige Reihenfolge nur gilt, sofern die zweiwerthigen Metalle, Alkalien und Thonerde in beinahe gleicher Quantität zugegen sind, dass aber, wenn der Gehalt an SiO_2 und Alkalien eine gewisse Grenze übersteigt, die Alkali-Thonerde-Verbindungen vor den Eisen-Magnesia-Verbindungen krystallisiren. Die grösste Richtigkeit der Theorie von Lagorio beruht, wie es scheint, in der Deutung des gegenseitigen Verhältnisses der Alkalien.

Für die Quarzporphyre passt, sofern in diesen die grossen Quarze mit die ältesten Ausscheidungen sind, weder die Theorie von der steigenden Acidität, noch diejenige von dem Einfluss der Basen. Zwischen diesem Hauptrepräsentanten

der aciden Ergussgesteine und dem Granit, demjenigen der aciden Tiefengesteine besteht ein mindestens ebenso grosser Gegensatz, wie ihn die Structur überhaupt offenbart, eben darin, dass in ersterem der Quarz mit zuerst, in dem letzteren der Quarz mit zuletzt festgeworden ist.

Welche Mineralien bei halbglasigen Gesteinen ausgeschieden sind, das richtet sich natürlich einerseits nach der chemischen Zusammensetzung des Magmas, hängt aber auch andererseits von der Beschleunigung der Festwerdung ab, indem die Erstarrung zu Glas eintreten kann, nachdem zwar gewisse Gemengtheile ausgeschieden waren, aber bevor andere, welche bei einer völlig oder fast völlig krystallinischen Erstarrung ebenfalls fest geworden wären, an die Reihe gekommen sind. Die Substanzen, welche bei normaler Verfestigung zum Aufbau der letzteren Mineralien gedient haben würden, stecken daher dann in dem Glas. So berichtet z. B. Streng, dass in den älteren dunkeln und sehr feinkörnigen bis fast dichten Strombasalten der Gegend von Giessen sich der Plagioklas erst nach Olivin und Augit verfestigt hat, und im Einklang damit die glasig erstarrten Oberflächen der Ströme in dem vorwaltenden Glas nur Olivin- und Augitkrystalle zeigen, indem das Glas hier eben erstarrte, bevor die Plagioklase an die Reihe der Auskrystallisation kamen. In den überdeckenden helleren deutlich körnigen, mehr anamesitischen Basalten ist umgekehrt der Olivin und Plagioklas zuerst, der Augit zuletzt auskrystallisirt und deshalb erscheinen in der vorwaltend glasig ausgebildeten Oberfläche dieser Ströme auch nur Olivin- und Plagioklaskrystalle, kein Augit (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. z. Darmst. u. d. mittelrh. geol. Ver. IV. Folge, 11. Heft 1890. 28); vgl. S. 733.

Abgesehen von der Auskrystallisation der verschiedenen Mineralien unter sich verdienen hier auch die Plagioklase als solche in Berücksichtigung gezogen zu werden. Hier zeigt sich die zuerst von Törnebohm aufgedeckte, dann namentlich durch Höpfner erhärtete, später durch unzählige Beobachtungen bestätigte Thatsache, dass der früher entstandene Kern der Plagioklase mehr dem Anorthit genähert ist, als die umgebenden später angewachsenen Zonen, deren Zusammensetzung auch von innen nach aussen immer mehr die Richtung nach dem Albit einzuschlagen pflegt; vgl. über diesen Zonenbau S. 230. Ebenso ist es im Einklang damit sehr oft wahrgenommen, dass die grösseren älteren Plagioklas-Ausscheidungen in Porphyren überhaupt anorthitähnlicher sind als die jüngeren Plagioklasmikrolithen der Grundmasse, und dass vielfach die letzteren in ihrer Natur mit den äussersten Zonen der Ausscheidungen übereinstimmen (S. 756). Diese Reihenfolge in den Feldspathausscheidungen hat namentlich zuerst Fouqué durch seine Untersuchungen über die Santorinlaven in lehrreicher Weise dargethan, in welchen die grösseren älteren Ausscheidungen Labradorit mit sehr wenig Anorthit (55,12 % SiO_2) seien, die jüngeren Feldspathleisten der glasigen Grundmasse vorwiegend Albit (67,07 SiO_2, allerdings stimmt bezüglich der anderen Bestandtheile die Analyse nicht besonders mit Albit), vielleicht mit etwas

Oligoklas. In dem Diabasporphyrit von Serfavre befand Michel Lévy die älteren Krystallausscheidungen als Anorthit, die jüngeren Leisten der Grundmasse als Labradorit. Nach Bréon sind im Hypersthenandesit des Krakatau die grösseren Einsprenglinge z. Th. innen Anorthit (stark angreifbar durch HCl), aussen Labradorit (bei derselben Behandlungsweise unveränderlich), die Mikrolithen der Grundmasse ebenfalls unveränderlich (Comptes rendus CIII. 1886. 170; nach der Angabe von Retgers sind aber in den Aschen des Krakatau gerade die ersten Ausscheidungen im Glas sehr sauer, Albit und Oligoklas; Verbeek, Krakatau 271). Zufolge G. H. Williams gehören die Feldspathausscheidungen im Glimmerporphyrit von Unterkirnach, Schwarzwald, optisch und nach der Bořicky'schen Probe dem Labradorit (spec. Gew. 2,69), die Feldspathleisten der Grundmasse dem Oligoklas an, weil sie eine sehr geringe Auslöschungsschiefe besitzen und in Thoulet'scher Lösung ein Pulver von 2,62 spec. Gew. fiel, welches als daraus bestehend angesehen wurde. Weitere Beispiele sind überflüssig. — Die vorstehenden Thatsachen wurden von den Anhängern der Lehre von der steigenden Acidität in dem Sinne erklärt, dass die allmählich zunehmende Albitähnlichkeit der Plagioklase eben mit dem in dem Magma wachsenden Kieselsäuregehalt zusammenhängt. Nach der zusagenderen Theorie von Lagorio wird jene Progression nicht sowohl durch die Kieselsäure bedingt, sondern die Erscheinung, dass auf Anorthit Labradorit, auf diesen Andesin, auf diesen Oligoklas oder Albit folgt, beruht in erster Linie auf dem allmählichen Verdrängtwerden des Ca durch Na, wovon dann der wachsende Kieselsäuregehalt der Plagioklase nur die Folge ist.

Die künstliche Darstellung der Feldspathe durch Fouqué und Michel Lévy zeigt, dass Albit und Oligoklas bei verhältnissmässig niedriger Temperatur zur Krystallisation gebracht wurden, während für Labradorit und noch mehr für Anorthit eine weit höhere Temperatur nothwendig war, und nach langsamer Abkühlung erwies sich Anorthit besser auskrystallisirt, als Labradorit, dieser besser als Oligoklas, dieser endlich viel besser als Albit.

An dieser Stelle müssen noch einige Erscheinungen hervorgehoben werden, welche entweder auf Schwankungen im Stoffgehalt des Magmas oder auf Ortsveränderungen der wachsenden Krystalle hindeuten. Bei den Plagioklasen (S. 230) sind einige Beispiele dafür angeführt, dass: 1) die Peripherieen kalkärmer und basischer sind als der Kern und dass 2) beim Zonenaufbau überhaupt keine stricte Reihenfolge nach dem Albit zu eingehalten wird, sondern Progressionen und Recurrenzen mit einander abwechseln. So gibt auch z. B. Renard an, dass in den Andesitlaven der Insel Camiguin, deren Vulkan 1875 noch in Thätigkeit war, »generally speaking, the extinctions for the internal zones occur at less angles than for the external; we have therefore to admit that the acidity of the magma has been decreasing in proportion as the feldspar has gone on developing« (Petrol. of oceanic isl. 1889. 166). Bei dem Diabasporphyrit von Graeveneck in Nassau besitzen z. B. nach Streng so die ausgeschiedenen Plagioklase eine Auslöschungsschiefe von 2°—12°, die Plagioklasleistchen der Grundmasse eine solche von 20°—30°, sind also mehr dem Anorthit genähert. Diese

Erscheinungen lassen vermuthen, dass die Continuität der Substanzänderung im wachsenden Krystall Störungen erlitt, dass hier gewissermassen Schwankungen nach der einen oder anderen Richtung, ja völlige Umkehrungen der eingeleiteten Vorgänge eintreten, welche erklärt werden könnten durch Änderungen in der Zusammensetzung des umgebenden Magmas oder durch Ortsveränderungen der wachsenden Feldspathe und Hineingelangen derselben in abweichend beschaffene Magmen; für beide Processe dürften Strömungen die Veranlassung gewesen sein (vgl. darüber wohl zuerst Höpfner, N. Jahrb. f. Min. 1881. II. 182).

Zu ähnlichen Vermuthungen gibt auch die Farbe des Glases und der Glaseinschlüsse Veranlassung. Wenn die Eisenerze zu den frühesten Ausscheidungen zu zählen sind und im Allgemeinen die eisenreichen Mineralien vor den eisenfreien fest wurden, so muss im Verlauf der Gesteinserstarrung das jeweilig restirende Magma immer eisenärmer beschaffen sein. Daher ist das Glas, welches in grösstentheils krystallinisch entwickelten Gesteinen als spärliche Basis den letzten Rest des Magmas darstellt, fast immer lichter gefärbt, als da, wo ein Gestein von ähnlicher chemischer Zusammensetzung ganz oder nahezu ganz als Glas fest wurde. Stimmen die Glaseinschlüsse in den früh festgewordenen Krystallen, was ihre Farbe betrifft, nicht mit derjenigen der vorhandenen Basis überein, so sind erstere meistens dunkler als letztere, wie dies z. B. sehr deutlich in Andesiten hervortritt, wo die dunkelbraunen Glaseinschlüsse in den Feldspathen gegen das fast ganz farblose Gesteinsglas contrastiren. Dies könnte man dadurch erklären, dass die ersteren zu einer Zeit eingeschlossen wurden, als das Magma noch reich war an aufgelösten und noch nicht zur Abscheidung gelangten eisenhaltigen Verbindungen.

Doch ist auch das Umgekehrte bisweilen beobachtet worden: hellere Glaseinschlüsse in Krystallen, die in dunklerem Glas liegen; diesen Fall möchte Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 719) so deuten, dass die tiefere Farbe des Gesteinsglases von einer theilweisen oder gänzlichen Wiederauflösung früher ausgeschiedener Eisenerze herrührt; auch könnte man daran denken, dass eben durch die sehr reichliche Ausscheidung farblosen Feldspaths das umgebende Magma wieder eisenreicher geworden ist; namentlich ist aber noch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass die Feldspathe an anderer Stelle fest wurden, als sie jetzt erscheinen. Auf letzteren Vorgang ist auch vielleicht die Beobachtung von M. Bauer zurückzuführen, dass sich die braunen Glaseinschlüsse in den Olivinen vom Stempel gegen Salzsäure völlig unangreifbar verhalten, während das dem Ansehen nach sehr ähnliche Glas der basaltischen Basis vollkommen gelöst wird, also von anderer Beschaffenheit ist (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 171). — Žujović führt an, dass am Vulkan Tolima die Plagioklase des Pyroxenandesits oft innen farblose, am Rande braune Glaseinschlüsse enthalten. — Hansel fand an einem Augit aus der Vesuvlava von 1878 zwischen zwei gefärbten Schalen eine völlig farblose eingeschaltet (Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 423); hängt die Farbe mit dem Eisengehalt des Magmas zusammen, so würde diese Erscheinung entweder auf ein, wenn auch nur kurze Zeit dauerndes und locales Schwanken

dieses Eisengehalts deuten, oder vielleicht noch eher mit einer Ortsveränderung des Krystalls in Verbindung stehen: erst befand sich der Augit in eisenreicherem, dann gelangte er, fortgeführt, in eisenärmeres Magma, darauf kehrte er wieder in eisenreicheres zurück. — Weiterhin steht mit diesen Voraussetzungen wohl in Verbindung, dass man bisweilen in Krystallen zweierlei verschieden gefärbte Arten von Glaseinschlüssen beobachtet. Nach Cohen enthält z. B. der Quarz im Quarzporphyr vom Raubschlösschen an der Bergstrasse Einschlüsse von braunem und farblosem Glas nebeneinander, Inostranzeff erwähnt, dass die Leucite der Vesuvlava von 1871 farblose und braune Glaseinschlüsse führen, wovon nur die letzteren, ziemlich regelmässig leucitoëdrisch gestalteten, mit der bräunlichen bis gelblichgrauen Basis übereinstimmen (Min. Mitth. 1872. 102). Wenn Cohen auch in einem Plagioklaskrystall eines Augitandesits von Hawai regellos vertheilt zweierlei Glaseinschlüsse, farblose und kaffeebraune fand, so wird man wohl mit ihm auf die Annahme einer allmählichen Veränderung des Magmas während der Gesteinsbildung verzichten und glauben müssen, dasselbe habe zur Zeit der Plagioklas-Ausscheidung aus verschieden gefärbten schlierig durchflochtenen Particen bestanden, welche sich erst vor der schliesslichen Erstarrung zu einer einheitlich gefärbten Basis vereinigt haben (N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 54). Molengraaf berichtet in seiner »Geologie van het eiland St. Eustatius, Leiden 1886«, dass hier in Plagioklasen der Augitandesite sehr viele Glaseinschlüsse vorkommen, welche zunächst um das Bläschen farblos sind, dann nach aussen, scharf abgegrenzt, aus lichtbraunem Glas bestehen; auch werden zwei farblose dicht bei einander gelegene Glaseinschlüsse von einer braunen gemeinsamen Glaszone umhüllt. — Für alle diese Ausführungen muss daran erinnert werden, dass in sehr vielen Fällen die Grundmasse bis zum letzten Augenblick schlierig bleibt, wie der makroskopische und mikroskopische Befund durch die stromartigen Windungen verschieden beschaffener Stränge zeigt, welche sich nur schwer mit einander vermischen (vgl. z.B. Kreutz über die Vesuvlaven von 1881 und 1883, Min. u. petr. Mitth. VI. 1884. 134).

Lagorio fragt in seinen Studien über die Natur der Glasbasis und die Krystallisationsvorgänge im Eruptivmagma, welches Lösungsmittel ist im Magma vorhanden, oder mit anderen Worten, welches Silicat ist die am wenigsten von allen zur Krystallisation befähigte Substanz im Magma (a. a. O. 507). Es scheint ihm, dass dieses Silicat (welches sowohl SiO_2, als auch Basen und Silicate auflösen, sich damit sättigen, sie beim Abkühlen wieder ausscheiden kann), die Zusamensetzung $(K,Na)_2O \cdot 2SiO_2$ besitze. Sofern aber in den letzten Krystallisationsresten der Gesteine diese die übrigen Verbindungen gelöst haltende Verbindung vorliegen sollte, würde Lagorio mit seiner Vermuthung doch wohl nicht das Richtige getroffen haben, auch ist es von vorne herein nicht wahrscheinlich, dass allemal nur eine und dieselbe Substanz, noch dazu von constant stöchiometrischer Zusammensetzung in den so verschiedenen Magmen als Lösungsmittel fungirt habe. In den feldspathhaltigen sehr SiO_2-reichen Gesteinen kommt zur

letzten Erstarrung ein Gemisch von Alkalien, Thonerde und Kieselsäure, welches als Alkalifeldspath und Quarz, oft in gleichzeitiger Ausscheidung krystallisirt. In manchen Gabbros müsste das Lösungsmittel allein annähernd die Zusammensetzung des Orthoklases, in den ophitischen Diabasen vorwiegend diejenige des Pyroxens gehabt haben (vgl. auch Iddings, Bull. phil. soc. Washington XII. 1892. 158).

Mit der vorstehenden Frage hängen zusammen die Vorstellungen über die sog. eutektische Mischung. Davon ausgehend, dass zwei Substanzen, welche fähig sind, eine homogene Flüssigkeit zu bilden, dann, wenn sie in einer bestimmten Mischungsproportion vorliegen, gleichzeitig bei einer bestimmten Temperatur festwerden, die unter derjenigen liegt, bei welcher jede der beiden Substanzen für sich genommen, geschmolzen werden kann — schlug Guthrie vor, eine Mischung der beiden Substanzen in dem erforderlichen Verhältniss eine eutektische Mischung zu nennen (von εὖ τήκειν, leicht schmelzen). Salpeter schmilzt z. B. bei 320°, Bleinitrat ist ohne Zersetzung unschmelzbar. Bleinitrat ist löslich in geschmolzenem Salpeter, wie Salz in Wasser. Werden Bleinitrat und Salpeter in dem Verhältniss von 46,86 des ersteren und 53,14 des letzteren gemischt, so kann die Solution auf 207° abgekühlt werden, ohne dass einer der Bestandtheile sich ausscheidet; bei dieser Temperatur wird aber die ganze Masse starr. Ist das Verhältniss des Bleinitrats grösser als eben angenommen, dann scheidet sich, bevor die Temperatur von 207° erreicht ist, soviel Bleinitrat aus, dass eine Solution entsteht, in welcher die beiden Bestandtheile wieder in dem Verhältniss von 48,86 : 53,14 vorhanden sind; bei weitergehender Abkühlung erstarrt diese Mutterlauge bei 207°. Ist in der ursprünglichen Solution das Bleinitrat umgekehrt in geringerer Betheiligung als mit 48,86 vorhanden, dann wird bei einer Abkühlung auf 207° sich andererseits so viel Salpeter ausscheiden, um eine Mutterlauge hervorzubringen, welche eben 48,86 Bleinitrat enthält. Daraus folgt, dass wenn eine beliebige flüssige Mischung der beiden genannten Substanzen auf 207° abgekühlt wird, die bei dieser Temperatur übrig bleibende Flüssigkeit eine constante Zusammensetzung (»eutektische Mischung«) und einen constanten Erstarrungspunkt (nämlich 207°) besitzt; weiterhin, dass der Erstarrungspunkt dieser Lösung niedriger ist, als der je eines der Constituenten für sich. Es handelt sich also hier um dieselbe Erscheinung, wie sie auch bei wässerigen Lösungen bekannt ist, wo die betreffende constante Mischung Kryohydrat heisst. So erstarrt z. B. eine Lösung von 23,6% Kochsalz und 76,4 Wasser bei — 5°. Enthält die Lösung mehr Kochsalz, so krystallisirt dies bei der Abkühlung zuerst aus, bis die Temperatur von — 5° erreicht ist, wobei die Lösung 23,6% des Salzes enthält und starr wird. Enthält die Lösung mehr Wasser, so krystallisirt bei der Abkühlung zuerst Eis aus, bis bei — 5° die die Mutterlauge 76,4 Wasser enthält und dann starr wird. Zwischen dem Erstarrungspunkt von Eis und dem Erstarrungspunkt des Kryohydrats hängt daher die Reihenfolge der Ausscheidung der beiden Constituenten nicht von ihrem Schmelzpunkt ab, sondern von ihren relativen Proportionen.

Durch mikroskopische Untersuchung der Erstarrungsproducte eutektischer Mischungen (Kaliumchromat und Salpeter) gelangte Teall zu dem Resultat, dass trotz der constanten Zusammensetzung und des constanten Erstarrungspunktes der Schmelzmutterlauge dieselbe nicht als homogene Masse, sondern als Gemenge der beiden Constituenten krystallisirt. Hält die Schmelzlösung mehr Kaliumchromat, als die eutektische Mischung erfordert, so scheiden sich zuerst grosse gelbe Krystalle und Gruppen des ersteren aus, und dann erstarrt die eutektische Mischung zu einer Art von gemengter Grundmasse, worin jene Krystalle porphyrartig liegen.

Indem Teall geltend macht, dass in den Gesteinen mit mittlerem und hohem SiO_2-Gehalt zufolge der vorliegenden namentlich von Lagorio herrührenden Analysen das letzte Residuum chemisch einer Mischung von Quarz und Orthoklas entspricht, vergleicht er dieselbe mit einer eutektischen Mischung. Sind die beiden Substanzen im eutektischen Verhältniss zugegen, so werden sie gleichzeitig erstarren, und wenn sie gleichzeitig erstarren, so müssen sie nach ihm im eutektischen Verhältniss vorhanden sein. Sind sie nicht im eutektischen Verhältniss zugegen, so wird der im Überschuss befindliche Bestandtheil so lange auskrystallisiren, bis die Zusammensetzung der Mutterlauge der eutektischen Mischung entspricht, welche dann ihrerseits sich verfestigt. Teall ist nun geneigt, in der Grundmasse der Felsite sowie in dem Mikropegmatit die eutektische Mischung zu sehen, bei welcher alsdann diese Massen eine constante chemische Zusammensetzung haben müssten. Für diesen Fall berechnet er die »eutektische Mischung« aus der Analyse einer Mikropegmatitgrundmasse zu 62,05 Feldspath + 37,95 Quarz. Diese Hypothese erkläre auch, weshalb in den sauren Gesteinen die Festwerdungsfolge von Quarz und Feldspath nicht stets dieselbe ist: ist Quarz im Überschuss gegen die eutektische Mischung vorhanden, so wird er zuerst auskrystallisiren; wenn Orthoklas überschüssig ist, dann dieser. Auch die Sphaerolithe vieler saurer Gesteine scheinen ihm nur eine Modification des Mikropegmatits zu sein. — Diesen Vorstellungen lässt sich, wie es scheint, entgegenhalten, dass: 1) noch bei weitem nicht hinlänglich festgestellt ist, ob wirklich die genannten Substanzen die vorausgesetzte constante chemische Zusammensetzung besitzen oder Abweichungen davon als eutektische Mischung plus Quarz resp. Feldspath aufgefasst werden dürfen; 2) dadurch die häufige Erscheinung, dass eben Quarz und Feldspath zugleich als Ausscheidungen auftreten, nicht erklärt wird, was nach der vorstehenden Hypothese überhaupt nicht vorkommen könnte (vgl. auch Mügge, N. Jahrb. f. Min. 1890. I. Ref. 241); 3) die basischen Gesteine dadurch gar nicht berührt werden, bei welchen die Mutterlauge einer solchen eutektischen Mischung überhaupt nicht entspricht.

Von sehr grosser Wichtigkeit für das Verständniss der natürlichen Gesteinsbildung sind die Untersuchungen über künstliche Schlacken von J. H. L. Vogt (Bihang till K. svenska vet.-akad. Handling. Bd. IX. 1884. 1; Archiv f. Mathem. og naturvidenskab. XIII. 1890. 1). Die Mineralbildung im Schmelzfluss ist nach

den Wahrnehmungen auf diesem Gebiet ganz principiell von der chemischen Zusammensetzung der Durchschnittsmasse abhängig, die Mineralien entstehen als Producte der chemischen Affinitäts-Wirkungen der vorherrschenden Bestandtheile, und die verschiedenartigen physischen Bedingungen, welche bei der Bildung der Schlacken möglich sind (z. B. Temperatur, Abkühlungsdauer, Druck) üben, sofern eine gewisse Minimumsgrenze für die Krystallisationszeit nicht überschritten wird, nur einen innerhalb enger Grenzen modificirenden Einfluss auf die Mineralbildung. — Vom Verhältniss CaO : MgO hängt es z. B. allein ab, ob sich in den Bisilicatschlacken Enstatit, Augit oder Wollastonit, in den Singulosilicatschlacken Olivin oder Melilith bildet. Enstatit krystallisirt aus den Bisilicatschlacken, wenn die Schmelzmasse mehr MgO (+ FeO) im Verhältniss zu CaO (+ MnO) führt als 2,44 MgO : 1 CaO. Augit bildet sich dagegen, wenn mehr CaO vorhanden ist, als dem Verhältniss 1,4 MgO : 1 CaO entspricht und bildet sich so lange, als der CaO-Gehalt grösser ist als nach dem Verhältniss 0,35 MgO : 1 CaO. Wächst der CaO-Gehalt über die Grenze 0,3 MgO : 1 CaO, so scheidet sich Wollastonit oder ein hexagonales Kalksilicat aus (wahrscheinlich der erstere in relativ SiO_2-reichen, das letztere in relativ SiO_2-armen Schmelzmassen).

In Schmelzmassen von ungefähr der Zusammensetzung eines Singulosilicats bildet Olivin sich immer, wenn mehr RO (= MgO, MnO, FeO) im Verhältniss zu CaO (+ Na_2O, K_2O) vorhanden ist, als 1 RO : 1,1—1,2 CaO entspricht (die erste Grenze gilt bei einem grossen Al_2O_3-Gehalt von ca. 20 %, die zweite bei einem kleinen von ca. 3 %). Melilith dagegen bildet sich hier (oder ein tetragonales thonerdefreies Kalksilicat), wenn der Kalkgehalt grösser ist, als dem Verhältniss 1 RO : 1,25—1,35 CaO entspricht. In Schmelzmassen, welche genau zwischen den Grenzen liegen, können sich gleichzeitig beide Mineralien bilden. In den Melilithbasalten liegt die Ursache zur Individualisation des Meliliths anstatt des Plagioklases in dem relativ hohen Gehalt der Mutterlauge an MgO beim Anfang der Bildungszeit des Minerals. — In den Singulosilicat-Schmelzmassen nimmt die Menge der ausgeschiedenen Anorthite und noch mehr deren Grösse ab, je mehr die chemische Zusammensetzung der ursprünglichen Mutterlauge sich von derjenigen des Minerals unterscheidet. Bei CaO-Gehalt über 36 % und Al_2O_3-Gehalt unter 21 % scheidet sich aus Singulosilicatschmelzen bei denselben physikalischen Bedingungen nicht länger Anorthit, sondern Melilith aus. — Die Ausscheidung des Spinells ist nicht ausschliesslich einerseits auf den Basicitätsgrad oder andererseits auf die Al- und Mg (u. s. w.)-Gehalte zurückzuführen, sondern es sind alle drei Factoren dazu erforderlich und zwar bildet sich um so mehr Spinell, je niedriger der Basicitätsgrad und je höher die Gehalte an Al und Mg sind; in kieselsäurereichen Schmelzmassen hat SiO_2 eine zu grosse Kraft, nicht nur die RO-Basen, sondern auch Al_2O_3 festzuhalten. — In den basischen Schmelzmassen kann sich Fe_2O_3 sehr leicht mit FeO zu Magnetit verbinden, während in den sauren Fe_2O_3 sowie auch Al_2O_3 mit einer wachsenden Intensität von der SiO_2 festgehalten und die Individualisirung des Magnetits erschwert wird.

Eine Ausscheidung von Eisenglanz ist nur zu erwarten in den basischen Schmelzmassen, die ziemlich wenig FeO enthalten (weil sich sonst Magnetit bildet) und wo die sich individualisirenden Silicate gar nicht oder nur wenig Fe_2O_3 beanspruchen. — Hornblende und Feldspathe fehlen in den Schlacken, desgleichen freie Säuren (SiO_2, TiO_2) oder freie Sesquioxyde (Al_2O_3, Fe_2O_3).

Vogt hebt noch die merkwürdige Eigenschaft der Thonerde-Überschüsse hervor, die Ausscheidung von Silicatmineralien zu verzögern. Aus entsprechenden thonerdefreien Schmelzflüssen krystallisiren thonerdefreie Silicate, wie Olivin, verschiedene Pyroxene, hexagonales Kalkbisilicat, Åkermanit (vgl. Melilith) binnen wenigen Minuten in sehr grossen Individuen heraus, während, wenn unter Beibehaltung desselben Basicitätsgrades und derselben Relation zwischen den verschiedenen RO-Basen, einiger Thonerdegehalt dem Schmelzfluss zugeführt wird, bei derselben Abkühlungsdauer die Individuen immer kleiner werden und immer mehr Schmelzfluss als Glas erstarrt; bei noch höherem Al_2O_3-Gehalt wird die Krystallisation der Mineralien gänzlich gehemmt und es entsteht reines Glas (vielleicht hängt damit zusammen, dass die so sehr thonerdearmen Olivingesteine in der Natur keine Glasmodification zu entwickeln pflegen).

Was die Entstehung der nicht durch spätere nasse Solutionen abgesetzten Krystalle in den Hohl- und Blasenräumen anbetrifft, so muss man zunächst wohl unterscheiden zwischen denjenigen, welche auch Gemengtheile des Gesteins selber und denen, welche auf die Cavitäten beschränkt sind und in dem Gestein selbst nicht vorkommen (z. B. Hornblende, Sodalith, Eisenglanz). Für die ersteren ist es kaum anzunehmen, dass sie bei der Verfestigung des Gesteins in den Blasenraum hineingedrängt wurden; dass sie sublimirt seien, ist auch nicht wahrscheinlich, weil sie dieselbe Beschaffenheit in Structur, Farbe, Verwachsungen u. s. w. darbieten, wie die entsprechenden Gemengtheile des Gesteins selbst. Für den Dolerit von Londorf gewinnt Streng folgende gewiss richtige Vorstellung: Wenn zu einer Zeit, in welcher sich in dem Magma schon eine grössere Zahl von Krystallen ausgeschieden hat, sich aber noch Schmelzfluss zwischen dem Skelett der letzteren befindet, Blasen zur Entwickelung kommen, so können sie nur die noch flüssige Masse verdrängen, das Krystallskelett selbst wird bleiben und ins Innere des Blasenraums hineinragen; alles das, was jetzt im Inneren des Blasenraums vorhanden ist, war schon gebildet, ehe die Blase entstand. Daher blieben auch oft Glastropfen bei der Verdrängung des Magmas durch Dämpfe im Inneren der Blase hängen (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 206).

Die auf die Cavitäten beschränkten Mineralien pflegen auf denen der ersteren Kategorie zu sitzen, jünger zu sein als diese und haben sich offenbar zu einer Zeit gebildet, als die Temperatur der Lava schon so gesunken war, dass Dampfblasen sich nicht mehr fortbewegen konnten. Es ist viel wahrscheinlicher, dass sie auf dem Wege der Sublimation entstanden sind, als dass sie Absätze aus

heissem Wasser darstellen; sie gehören jedenfalls nicht hierher, sondern erst zu der folgenden Gruppe 5 von Gemengtheilen.

Von der Entwickelung der blasigen Structur ist schon S. 492 die Rede gewesen. In den Melaphyren (vgl. diese) haben sich die Blasen oft erst nach der Ausscheidung der Feldspathleisten gebildet, welche ersichtlich tangential um dieselben gestellt, gewissermassen zur Seite geschoben sind. In dem Porphyritgang von Tynemouth beobachtete Teall, dass die Blasen theilweise oder gänzlich mit der Intersertalmasse wieder ausgefüllt wurden; im ersteren Falle besteht ihr Inhalt jetzt zum Theil aus der letzteren, zum Theil aus secundär abgesetzten Carbonaten (Geol. Mag. (3) VI. 1889. 481).

Wie weit bei der Ausbildung der plutonischen und vulkanischen Gesteine und ihren Contactwirkungen die sog. »Agents minéralisateurs« eine Rolle gespielt haben, ist zur Zeit noch wenig bekannt. Der zuerst von Élie de Beaumont gebrauchte Ausdruck bezieht sich nach der Begriffsbestimmung von H. Ste. Claire-Deville auf Gase, welche sich nicht mit den mit ihnen in Berührung kommenden Stoffen verbinden, aber durch ihre Gegenwart die letzteren umformen und zur Krystallisation disponiren, wie denn z. B. trockenes Wasserstoffgas bei hoher Temperatur amorphes Zinkoxyd und amorphes Schwefelzink krystallin macht, auch trockenes Salzsäuregas bei hoher Temperatur auf Eisenoxyd, Zinnoxyd, Magnesia, Manganoxyd dieselbe Wirkung ausübt (Comptes rendus LII. 1861. 920. 1264). Dass solche Agentien irgendwie bei der Gesteinsbildung mitthätig waren, ist wohl daraus zu folgern, dass bei allen Vulkanen Exhalationen nicht blos von Wasser, sondern auch von HCl, SO_2 u. s. w. vorkommen.

Daubrée hat dem überhitzten Wasser eine grosse Rolle bei der Krystallisation der Eruptivgesteine zugeschrieben. Ausser an Wasserdampf könnte man auch an Verbindungen von Fluor, Chlor, Borsäure u. s. w. als Mineralisatoren denken. Es braucht keineswegs die Entstehung nur der zuletzt gebildeten Mineralien mit diesen Agentien in Verbindung gebracht zu werden, sondern die letzteren können sich auch schon an dem Zustandekommen von relativ früh verfestigten Mineralien betheiligen.

Nach der Zusammenstellung von J. H. L. Vogt sind bis jetzt durch blosse Schmelzung aus Flüssen, welche nur SiO_2 und die entsprechenden Basen besitzen, erzeugt worden: Glieder der Olivingruppe, rhombische und monokline Pyroxene, Wollastonit, Rhodonit, Babingtonit, Anorthit, Labradorit, Oligoklas, Albit (fraglich), Melilith, Gehlenit, Nephelin, Leucit, Magnesiaglimmer, Granat, Magnetit, Eisenglanz, Spinelle, Tridymit. Auf Grund der bisherigen Untersuchungen scheinen aber folgende Mineralien sich ohne das Vorhandensein von Wasserdämpfen, Flusssäure u. s. w. so — durch einfache Abkühlung von Silicatschmelzflüssen — nicht reproduciren zu lassen: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Anorthoklas (Parorthoklas), die verschiedenen Amphibole, Kaliglimmer, Turmalin, die reinen Al-Silicate (Andalusit, Disthen, Sillimanit, Topas), Staurolith, Vesuvian,

Epidot, Cordierit. — Ein Blick auf diese Sonderung zeigt, dass in der ersten Kategorie vorwiegend diejenigen Mineralien enthalten sind, welche die basischen Gesteine aufbauen, während die Hauptgemengtheile der sauren Gesteine sich in der zweiten Gruppe finden, und so schliesst auch Michel Lévy, dass (Druck und) Mineralisatoren bei den sauren Gesteinen eine grosse Rolle spielen, dagegen bei den basischen sehr wenig bedeuten, wo für Krystallisation und Structur die Temperatur das Entscheidende ist, wie dies auch aus der künstlichen Darstellung dieser letzteren Gesteine durch Fouqué und ihn hervorgehe.

Zu den Wirkungen der Mineralisatoren bei den aciden Gesteinen möchte Michel Lévy (Roches érupt. 1889. 6) rechnen: Die Entstehung der feinkörnigen Granite mit Muscovit und Turmalin, welche oft Gänge von extremer Länge und Schmalheit erfüllen und deren Gemengtheile möglichst automorph sind; das Dasein der schriftgranitischen Massen; ferner die Vorkommnisse, wo, im Gegensatz zu dem üblichen Verhalten, manche Granite im Contact mit Schiefergesteinen gerade eine erhebliche Vergrösserung ihrer Gemengtheile zeigen (z. B. Ozette bei Limoges, wo der Biotitgranit im Contact mit Gneiss auf 50 cm Entfernung pegmatoidisch wird, mit übergrossen Orthoklasen unter Abnahme des Biotits); sodann die Erscheinung, dass von porphyrartigen Granitmassivs feine Apophysen ausgehen, die fast ganz aus grossen Orthoklasen bestehen. Namentlich wird man aber auch die an accessorischen Gemengtheilen reichen grobkörnigen Muscovitgranite in Betracht ziehen müssen. — De Lapparent ist (Bull. soc. géol. (3) XVII. 1889. 282) der Ansicht, dass die sauren, so sehr schwer schmelzbaren Gesteine wahrscheinlich überhaupt nur wegen ihres Gehalts an flüssiger machenden flüchtigen Elementen die Oberfläche erreichen und stellenweise grobkörnige Structur annehmen konnten. Er führt, wie es früher auch schon von Daubrée geschah, auf die Anwesenheit von solchen Agents minéralisateurs die Möglichkeit zurück, dass in den Graniten der Quarz zuletzt auskrystallisirte und stellt sich vor, dass am Schluss der Gesteinsverfestigung der Quarz nicht etwa im geschmolzenen Zustand und auch nicht allein übrig geblieben sei, sondern gelöst, und zwar letzteres auch nicht im blossen Wasser, sondern in einem mit anderen Mineralisatoren mehr oder weniger gesättigten Zustand. Bei dieser Beschaffenheit des Granitmagmas sei es auch erklärlich, dass benachbarte Sedimente durchtränkt und contactlich metamorphosirt wurden. — Brögger, welcher die seiner Ansicht nach durch Agents minéralisateurs vermittelten Processe sehr ausführlich für die syenitischen und granitischen Pegmatitgänge des südl. Norwegens bespricht (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 163), möchte dieselben »pneumatolytische« nennen (vgl. S. 583).

Aus ihren Rissen und Spalten entwickeln die meisten Lavaströme eine grosse Menge von Dämpfen, unter denen, wie bei den dem Krater entsteigenden vulkanischen Exhalationen der Wasserdampf eine hauptsächliche Rolle spielt, und bis zum Erstarren der Lava dauern diese Fumarolen, nach und nach schwächer werdend fort. Die heutigen Eruptivgesteine sind also jedenfalls bei ihrem Ausbruch mit Wasserdampf mehr oder weniger geschwängert und vermögen den-

selben selbst unter gewöhnlichem Atmosphaerendruck mitunter beträchtlich lange Zeit bei sich zu behalten. Dennoch aber sind die Laven im erstarrten Zustand entweder vollständig oder fast wasserfrei: aus der Wasserarmuth oder der Wasserfreiheit der Analysen eines festen krystallinischen Eruptivgesteins ist mithin keineswegs zu schliessen, dass seine Eruption im nicht gewässerten Zustand erfolgt sei. Dass das Wasser nun bei der Erstarrung der Eruptivgesteine eine besondere Rolle gespielt habe, ist eine sehr alte Ansicht. Schon Ende des vorigen Jahrhunderts äusserte Faujas St. Fond die Meinung: »Unmöglich ist es nicht, dass das Wasser im Verein mit dem Feuer unbekannte und für unsere Kunst undarstellbare Verbindungen zu erzeugen vermag«, und wie Fournet mittheilt, wendete Salmon bereits 1800 den Ausdruck »fusion aquoso-ignée« an; Menard de la Groye vermuthete 1814, dass der eigentlich flüssige Zustand der Laven, denen er nur einen geringen Grad von Hitze zuschrieb, durch Beimengung von Wasser als eines Flussmittels bewirkt werde; in den Erdtiefen verbinde es sich mit den Laven und werde aus ihnen an der Oberfläche wieder ausgeschieden. Breislak, welcher auf die vermeintliche Schwierigkeit hinwies, die sich in der Mineralgruppirung der Annahme einer Bildung aus gewöhnlichem Feuerfluss entgegenstelle, fragt 1822: »Warum hätten nicht Feuer und Wasser zur Ausbildung unserer Erde zu verschiedenen Zeiten und zuweilen selbst unter Vereinigung ihrer Kraft beitragen können?« (Traité sur la structure du globe; Paris 1822. I. 356). Die Ansicht, dass die alteruptiven Gesteine bei ihrer Bildung ein oder ein paar Procent Wasser besessen hätten, wodurch sie bei verhältnissmässig niederer Temperatur flüssig bleiben konnten, ist schon 1825 von Poulett Scrope in seinem Werke »Considerations on volcanoes« ausgesprochen worden; die Flüssigkeit und Beweglichkeit der Lava, welche bereits die krystallinischen Körner, aus denen sie beim Erkalten besteht, als starre Elemente enthalte, werde auch durch innig beigemengtes Wasser hervorgebracht, welches durch den Druck am dampfförmigen Entweichen verhindert sei (vgl. auch Quart. journ. geol. soc. 1856. XII. 338; ferner Angelot im Bull. soc. géol. (1) XIII. 178).

Im Jahre 1847 veröffentlichte Scheerer eine ausführliche Abhandlung über die wahrscheinliche Bildungsweise des Granits (Bull. soc. géol. (2) IV. 468), in welcher er sich bestrebt, den rein pyrogenen Ursprung des Granits als unhaltbar darzustellen, und die Mitwirkung des Wassers dabei zur Geltung zu bringen. Stelle man sich vor, dass das Granitmagma einem starken Druck unterlag, welcher das Entweichen des Wassers verhinderte, so wird es wahrscheinlich (denn jede directe Erfahrung fehlt für diesen Fall) durch die eingeschlossenen sehr heissen Wasserdämpfe bei einer bedeutend niedrigeren Temperatur sich im Schmelzfluss befinden, als dasselbe Magma im wasserfreien Zustand. Das Schmelzen der Salze in ihrem Krystallwasser liefere ein versinnlichendes Beispiel dieses Vorgangs. Die Erstarrungsverhältnisse eines solchen wasserhaltigen geschmolzenen Magmas werden auch ganz andere sein, als sie eine wasserfreie, sonst gleich zusammengesetzte feuerflüssige Masse darbietet: die durchdringenden Wasserdämpfe, einem hohen Druck unterworfen, welcher sie zum Theil condensiren und flüssig

machen konnte, mussten die Liquidität oder wenigstens die Plasticität des Granits bis zu einer verhältnissmässig sehr niedrigen Temperatur erhalten. Alles Wasser, welches die zuerst auskrystallisirenden Mineralien zu ihrer Bildung nicht bedurften, concentrirte sich nach und nach in dem übrig bleibenden, immer kieselsäurereicher werdenden Teig, der bei seiner geringen Neigung, sich eine regelmässige Gestalt anzueignen, durch diesen Wasserüberschuss sehr lange flüssig erhalten und erst bei sehr herabgesunkener Temperatur fest wurde, während das Wasser verdampfte. Auf diesem Wege finde die Trennung der Kieselsäure und die auffallende Gruppirung der Mineralien eine Erklärung, auch die pyrognomischen Mineralien (d. h. solche, welche, wie Orthit, Gadolinit, Allanit, in nicht einmal hoher Hitze plötzlich eine mit Wärmeentwickelung verbundene mehr oder weniger lebhafte Lichterscheinung zeigen) konnten ihre Eigenthümlichkeiten in Mitte einer Masse erlangen, deren Temperatur nicht nur unter ihrem natürlichen Schmelzpunkt lag, sondern selbst die Rothgluth nicht erreichte, bei welcher sich sonst jene Licht- und Wärmeerscheinung zeigt. Es erklären sich nach Scheerer bei Zugrundelegung dieser seiner Theorie auch noch andere Erscheinungen. So die Höhlen, Gänge und Adern in den Graniten, angefüllt mit grossen Krystallen, die nur durch allmähliche Krystallisation einer aus den Wänden des umgebenden Gesteins herausschwitzenden Flüssigkeit entstanden sein könnten, gewissermassen aus einem Granitsaft (suc de granite). Es ist dieser Granitsaft der bis zur Tropfbarkeit comprimirte, und doch noch sehr heisse aus dem Granit austretende Wasserdampf, welcher die Mineralbestandtheile in chemischer Lösung mit sich führt, wobei Scheerer daran erinnert, dass nach Schafhäutl's Experimenten das im Papinischen Topf über 100° erhitzte Wasser Kieselsäure aufzulösen und Quarzkrystalle aus der Lösung abzusetzen vermag. Auch sei daher die Umwandlung im Granitcontact abzuleiten. — Daubrée hat gezeigt, dass das Wasser im überhitzten Zustand ungeahnte mineralbildende Kraft auszuüben vermag; es gelang ihm Quarz, Feldspath, Diopsid durch die Wirkung überhitzten Wassers darzustellen, Obsidian in eine graue krystallinische Masse vom Ansehen eines feinkörnigen Trachyts umzuwandeln, und dies alles geschah durch eine sehr geringe Menge von Wasser (vgl. Observations sur le métamorphisme et recherches expérimentales sur quelques-uns des agents, qui ont pu le produire, Ann. des mines (5) XII. 1857. 289, auch Bull. soc. géol. (2) XV. 1858. 97). So wird von ihm bei der Genese der Granite und der Eruptivgesteine überhaupt gerade die Ausbildung der Krystalle dem überhitzten Wasser übertragen. »In den Laven«, sagt er, »wirkt das Wasser, wie geartet auch sein Molekularzustand sein mag, um ihnen krystallinische Beschaffenheit zu ertheilen, fast auf dieselbe Weise wie es in den angestellten Versuchen den Obsidian in krystallisirten Feldspath verwandelt und Augit in vollkommenen Krystallen ausscheidet. In dem einen wie in dem anderen Falle scheint das Wasser die Trennung der Stoffe zu begünstigen, welche ohne seine Gegenwart gemengt bleiben würden, es scheint die Krystallisation von Silicaten bei einer Temperatur zu bewirken, welche ihren Schmelzpunkt nicht erreicht. Auch vermögen dieselben Silicate unter dem Einfluss dieser

Mutterlauge in einer Reihenfolge zu krystallisiren, welche oft der ihrer Schmelzpunkte zuwiderläuft. Soll man eine Vermuthung über diese eigenthümliche Verbindung des Wassers mit Eruptivgesteinen von sehr hoher Temperatur äussern, so wird man diese Erscheinung als eine Art wässeriger Schmelzung auffassen müssen, welche mitunter durch den Druck in ihrem Bestande erhalten wurde.« (In der Abhandlung »Études et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines.« Paris 1860, Auszug aus den Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des sciences XVII; übersetzt von E. Söchting, Berlin 1861). — Diese Theorie von der hydatopyrogenen Entstehung hat sich, namentlich angewandt auf Granite und verwandte ältere quarzführende Massengesteine, vielen Beifalls bei Manchen erfreut; vgl. darüber noch Naumann, Geognosie II. 1860. 259. Sorby betrachtet den Zustand des Granitmagmas als den eines dampfbeladenen bedeutend durchwässerten Schmelzflusses, »combining at once both igneous fusion, aqueous solution and gaseous sublimation«. Dieser Anschauungsweise von der Hydatopyrogenese können sich physikalische Schwierigkeiten nicht entgegenstellen, da die Laven heutiger Eruptionen Beispiele eines ähnlichen Zustandes liefern. Starker Druck muss bei der Festwerdung mitgewirkt haben, um zu verhindern, dass die Gase, wie es bei den an der Luft erstarrenden Laven geschieht, entweichen. Über die Gegenwart und Wirkung der flüchtigen Substanzen in der Lava selbst s. die werthvolle Abhandlung von Heim über den Vesuv im April 1872 in Z. geol. Ges. XXV. 1873. 1.

5.

Mineralien, welche noch während der Consolidation, aber in den letzten Stadien derselben, als ihre Hauptproducte bereits verfestigt waren, entstanden sind und kaum mehr als eigentliche, reine und blosse Ausscheidungsproducte aus dem Magma gelten können. Ihre Entstehung ist vielfach noch räthselhaft; oft sitzen sie auf Poren und bisweilen nehmen sie an dem eigentlichen Gesteinsgewebe überhaupt keinen Antheil. Hierher gehören vielleicht: manche Gruppen von Tridymit, gewisse Vorkommnisse von Hypersthen, Sodalith, Pseudobrookit; Hornblende auf Poren vesuvischer Lava. Oft hat man bei der Frage nach der Bildung dieser Mineralien an sublimatorische Vorgänge, an pneumatolytische Processe oder an die Mithülfe von Mineralisatoren gedacht. Vielleicht sind hierher auch zu rechnen die in Lithophysonräumen von Rhyolithen und Obsidianen gefundenen Krystallisationen von Fayalit, Quarz (bisweilen mit Entwickelung ganz aussergewöhnlicher Formen), Tridymit, Sanidin, welche Iddings zuschreibt der »action of superheated vapors, presumably of water, upon the magmas before their final consolidation and cooling«, oder, wie er an einer anderen Stelle sagt, »the result of the mineralizing action of vapors in the cooling acid lava«. Weiter sind wohl hier aufzuführen die Topase und Granaten in den Hohlräumen von Rhyolithen (vgl. S. 481).

6.

Mineralien von einer eigenthümlichen Zwischenstellung, welche weder zu Nr. 4, noch zu 5 oder 7 zu gehören scheinen, indem sie eine andere jüngere Rolle spielen als die Producte der Hauptconsolidation 4, sich aber im Gegensatz zu Nr. 5 auch an dem Gesteinsgewebe betheiligen und nicht wie Nr. 7 eigentliche Zersetzungs- und Verwitterungsproducte darstellen. Hierher gehören manche schriftgranitartige Partieen, gewisse Quarze, Mikrokline, Feldspathe, welche im Gegensatz zu den vorwaltenden oft getrübten klar sind, Rindenbildungen frischen Orthoklases um trüben, besondere Vorkommnisse blassgrüner Faserhornblende als Umrandung um braune Hornblende oder um Augit. Die Zurechnung der Gemengtheile zu dieser Gruppe 6 ist nicht immer zweifellos. Auch ihre Bildungszeit, die Frage, ob sie noch während der schliesslichen Gesteinsverfestigung oder erst gänzlich nach derselben entstanden sind, ist zum guten Theil noch unsicher, ebenso wie diejenige, welche Agentien im letzteren Falle ihre Bildung in dem bereits soliden Gestein hervorgerufen haben (man hat dabei an eine in grosser Tiefe und unter hohem Druck erfolgte Umsetzung, an den Einfluss mechanischer Bearbeitung des Gesteins gedacht).

Der Calcit, welcher gewöhnlich in jeder Form als secundäres, auf nassem Wege ganz nachträglich entstandenes Product gilt, wird in gewissen Gesteinen von Einigen nicht in diesem Sinne (als zur folgenden Gruppe gehörig) aufgefasst, sondern zu der in Rede stehenden Kategorie 6 gezählt. Für den Calcitgehalt des bretonischen Kersantits hat F. Z. geltend zu machen versucht, dass er nicht wohl als secundäres Zersetzungsproduct aufgefasst werden könne, sondern unbefangen betrachtet, in der Art seines Auftretens und seiner Vertheilung sich nicht von den zum echten Gesteinsbestand gehörigen Mineralien unterscheide. Törnebohm, welcher zuerst den weitverbreiteten Calcitgehalt in schwedischen Graniten wahrnahm, hebt hervor, dass er besonders dort constant auftritt, wo das Gestein frisch erscheint, während er in merklich zersetzten Partieen fehlt. Seine Körner stehen in so innigen Beziehungen zu dem frischen Mikroklin, dass er sich ungefähr gleichzeitig mit diesem gebildet haben müsse, der seinerseits während des letzten Stadiums der Granitbildung entstand, später als Oligoklas, Orthoklas, Quarz, Glimmer. Mikroklin und Calcit bezeichnet er so als »Ausfüllungsmineralien« (utfyllningsmineralen), welche weder als rein primäre, noch als im gewöhnlichen Sinne secundäre (unter dem Einfluss der Atmosphaerilien entstanden) aufzufassen seien, sondern gleichsam als primäre Umwandlungsproducte, gebildet vor oder während der Verfestignng des Eruptivgesteins (Stockh. geol. Fören. Förh. VI. 1882—1883. 140). Auch Hawes sah den Calcit in einem quarzhaltigen Syenit von Columbia, N. H., nicht für secundär im üblichen Sinne an (Mineral. and lithol. of New Hampshire 1878). — Von Anderen werden solche Calcitvorkommnisse, die sich nicht als Umwandlungsproducte von Gesteinsgemengtheilen deuten lassen, für Infiltrationen in bestehende Hohlräume gehalten.

(7.)

Mineralien, welche nach oder lange nach der Verfestigung des Gesteins in dem Schoosse desselben auf secundärem Wege durch gänzlich von der eigentlichen Gesteinsbildung unabhängige Processe nachträglich entstanden sind, entweder durch Absatz von Substanzen, welche in eindringendem Wasser gelöst waren, z. B. von Calcit, Quarz, Opal als reine Infiltrationsproducte auf Cavitäten, oder gebildet ebenfalls auf nassem Wege durch die Vorgänge der normalen Verwitterung und Zersetzung, welchen die Gesteinsgemengtheile im Laufe der Zeit anheimfielen, z. B. Carbonate, Quarz, Opal, Kaolin, Glimmer, Chlorit, Serpentin, Zeolithe, Brauneisen als Umwandlungsproducte des Gesteinsbestandes, wobei diese Mineralien entweder pseudomorphosenhaft die Räume der verdrängten Substanzen einnehmen, oder sich zugleich auch auf Hohlräumen absetzen.

Spaltungen und Differenzirungen.

Viele Beobachtungen liegen vor, welche erweisen, dass eine umfangreiche Masse eines Erstarrungsgesteins, welche geologisch einen zusammenhängenden unzerlegbaren Körper darstellt, auch abgesehen von den nur ganz localen Erscheinungen der Schlierenbildung, grössere Gegensätze der chemischen Zusammensetzung und damit in Verbindung solche der Mineralführung in sich offenbart, wobei diese Gegensätze durch vermittelnde Glieder mit einander verknüpft sind und schon von der ursprünglichen Festwerdung herstammen, nicht etwa durch spätere partielle Umwandlungen bedingt wurden. Besteht das Massengestein an einem Punkte aus diesen oder jenen Gemengtheilen, so kann es an einem anderen Punkte ein ganz abweichendes Mengungsverhältniss derselben aufweisen, ein oder mehrere Mineralien können allmählich aus dem Gemenge ausgetreten und durch andere ersetzt sein, so dass die mineralische und chemische Zusammensetzung theilweise oder gänzlich abweichend erscheint. Man pflegt diese in grossen Zügen erfolgenden primären Differenzirungen einer zusammengehörigen Erstarrungsmasse die Spaltung, die einzelnen verschiedenen Glieder derselben auch wohl die Facies zu nennen. Dabei ist es in der Regel der Fall, dass in der Masse doch ein bestimmter Gesteinstypus räumlich vorwaltet, dem gegenüber die einzelnen Spaltungsgesteine desselben ein geringeres Volumen einnehmen. Gänzlich zu trennen von der in Rede stehenden Erscheinung ist natürlich diejenige, dass ein Massengestein von einer anderen Eruptivmasse verschiedenen Alters in Form von Stöcken oder mächtigen Gängen durchsetzt wird. In jedem einzelnen Falle muss hier scharf untersucht werden, ob es sich in der That um eine örtliche substantielle Differenzirung, um eine wirkliche Faciesbildung einer anfangs einheitlich beschaffenen Masse handelt — wobei zunächst ganz allmähliche Übergänge der einzelnen Gesteinsarten in einander zu erwarten sind — und nicht etwa um gegenseitig unabhängige, nur nebeneinander gerathene Producte ganz verschiedener einzelner aufeinander folgender Eruptionen. Aber auch selbst der-

jenige Vorgang wird an dieser Stelle als ausgeschlossen gelten müssen, dass durch ein halberstarrtes Magma weitere, chemisch etwas abweichend beschaffene Nachschübe emporgefördert wurden (Injectionsschlieren). Bei den hier in Rede stehenden Spaltungserscheinungen ist von den blossen Contrasten in der Structur abzusehen, da dieselben in der Regel nicht von chemischen substantiellen Unterschieden begleitet werden.

In einer an sich homogenen Solution bringt nach Soret eine Störung in dem Temperaturgleichgewicht Heterogenität, Differenzirungen derselben hervor. Der oder die Bestandtheile, mit denen die Solution nahe gesättigt ist, streben sich an den kälteren Theilen anzuhäufen. Verticale Röhren mit einem Inhalt von verschiedenen wässerigen Salzsolutionen in verschiedenen Proportionen wurden in Bedingungen versetzt, dass ihre oberen Theile in einer Temperatur von 80°, ihre unteren in einer solchen von 20° gehalten wurden. In jedem einzelnen Falle fand stets eine Concentration des Salzes nach den kälteren Stellen zu statt, oder mit anderen Worten, das Vordringen der Wärme durch die Solution war begleitet von einer Wanderung des Salzes in derselben Richtung. Dies Princip von Soret, welches im Einklang steht mit van't Hoff's Untersuchungen über die Rolle des osmotischen Drucks in der Analogie zwischen Lösungen und Gasen (Z. f. phys. Chem. I. 1887. 481), ist wohl zuerst von Teall (British Petrography 1888. 403) zur Erklärung von Differenzirungen in Gesteinsmagmen angewandt worden: auch geschmolzene homogene Massen können so durch Diffusion inhomogen werden, ein intermediäres Magma kann sich spalten in ein basisches und ein acides, wobei das erstere sich nach den Abkühlungsflächen, nach den Rändern und nach der oberen Grenze zu concentriren wird. Ausserdem kann aber die Homogenität einer Solution auch durch die Schwere aufgehoben werden, wie experimentell durch Gouy und Chapéron (Ann. de chim. et de phys. (6) XII. 1887. 387) abgeleitet wurde; darnach existirt eine, wenngleich sehr kleine Verschiedenheit im spec. Gewicht in einer Lösung von oben nach unten und die Concentration variirt proportional mit der Tiefe. Auch das spec. Gew. eines geschmolzenen Magmas wird wachsen mit dem Wachsthum der Zahl der Moleküle des Magnetits, Titaneisens, Mg-Fe-Silicats, und deshalb werden diese Moleküle reichlicher in den unteren als in den oberen Magmapartieen sein. J. H. L. Vogt, welcher die Vorgänge, um die es sich bei diesen Differenzirungen etwa handeln könnte, zu beleuchten versuchte (Stockh. geol. Fören. Förh. XIII. 1891. 520. 683), erblickt ausserdem noch ein weiteres Moment in der magnetischen Attraction der eisenhaltigen Partikel nach ihrer Ausscheidung; bei eintretender localer zufälliger Anreicherung der magnetischen Verbindungen wird die Concentration in Folge der magnetischen Anziehungskraft beständig weiter vorwärts schreiten.

Leider ist nur in relativ wenigen Fällen festgestellt, in welchen Gegensätzen sich hier — neben den unmittelbar zu erkennenden petrographischen Unterschieden — die chemische Bauschzusammensetzung der Spaltungsgesteine überhaupt bewegt. Doch ist es wohl nicht überflüssig, hervorzuheben, dass Differenzen in der relativen Betheiligung der Gemengtheile, sowie der Natur der zusammensetzenden

Mineralien auch vorkommen können bei völlig oder fast gleichbleibender chemischer Bauschanalyse (vgl. S. 782, Monte Amiata). — Einige Beispiele von Spaltungen im Bereich eines und desselben umfangreicheren Massengesteins sind:

Lossen fand an der Ostseite des aus Biotitgranit gebildeten Brockenmassivs (vom Wormkethal bei Schierke über die Hohne, das Dumkuhlenthal und das Holzemmenthal bei Hasserode) als Randzone eine Gesteinsreihe, als deren Glieder nach der petrographischen Beschaffenheit Hornblendebiotitgranit, augithaltiger Hornblendegranit, hornblendefreier Augitbiotitgranit, Quarzdiorit, augitführender Quarzdiorit, augitführender Diorit, Diorit und quarzhaltiger Biotitaugitgabbro erscheinen, so dass also diese stets durch vollkrystalline Structur ausgezeichnete Reihe, welche fast allerwegen accessorischen Zirkon enthält, vom Biotitgranit einerseits zum harzburger Gabbro, andererseits zu sehr basischem Diorit hinführt: ein ferneres Übergangsglied zwischen Brockengranit und harzburger Gabbro bildet der grobkörnige plagioklasreiche augitführende und fast hornblendefreie Biotitgranit vom Meineckenberg nahe den Ilsefällen (Z. geol. Ges. XXXII. 1880. 208). — Sehr oft ist der durch Übergänge vermittelte Verband von Granit und Syenit beobachtet, z. B. in der Gegend von Moritzburg und Meissen, bei Brünn, nördl. von Christiania, um Clermont-Ferrand. — Die hellfarbigen Biotitgranite des oberen Surinam mit Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit, stellenweise accessorischem Augit zeigen eine ganze Reihe von Spaltungsgesteinen durch Änderung der Quantität der Hauptgemengtheile, das Hinzutreten oder örtliche Überhandnehmen von neuen Mineralien, womit sich auch noch Structurabweichungen verknüpfen. Stellenweise nimmt Plagioklas und Quarz bedeutend zu, oder durch Anreicherung von Pyroxen entstehen Augitbiotitgranite, oder es tritt der Glimmer sehr zurück, während andererseits Hornblendebiotitgranite, Hornblendegranite, ja ganz dioritische Partieen hervortreten, wobei alle diese Mineralaggregate auch noch theils mit granitischer, theils mit Gneiss-Structur auftreten, aber sämmtlich zusammengehören und nur als Spaltungsgesteine zu betrachten sind, da nirgends scharfe Grenzen oder Discontinuitäten zwischen ihnen existiren. Daneben ziehen sich trotz ihres gangähnlichen Auftretens doch nur als schlierenartige Ausscheidungstrümer zu betrachtende Aggregate blos von Feldspath und Quarz oder blos von letzterem durch die Gesteinsmassen hindurch (K. Martin, Geol. Stud. über Niederl.-Westindien. Leiden 1888. 164). — In North Gippsland (westl. Victoria, Australien) verlaufen ebenso Biotitgranite durch Hornblendegranite in Quarzdiorite, Quarzglimmerdiorite und Diorite (A. W. Howitt, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. Ref. 221). — Nach Törnebohm scheint es, als ob im Gebiet von Rådmansö in Upland der Anorthitgabbro das basische Endglied einer Reihe von granitischen Gesteinen sei. — Der Pyroxenquarzporphyr des n. ö. Sachsens geht ganz allmählich in eine vollkommen pyroxenfreie Modification über. — Weiterhin gehören hierher die sog. Monzonite des Fassathals, welche Augitsyenit und Diabas in gegenseitiger Verknüpfung darbieten und zwischen denselben schwanken, ferner die sog. Banatite des Banats (s. diese). — Sehr häufig sind Spaltungen von normalen Gabbros in sehr diallagreiche und sehr labradoritreiche Glieder. — Ein

hervorragendes Beispiel bieten die im Gneiss, Glimmerschiefer und Kalkstein aufsetzenden Eruptivgesteine (sog. Cortlandt-Series), welche in Westchester Co., New-York, auf einer Area von über 25 Q.-Miles verbreitet sind. Dieselben bestehen zwar grösstentheils aus Norit, einem Gemenge von Plagioklas und Hypersthen, namentlich längs des südlichen Randes der Cortlandt-Area sind aber auch andere Gesteinstypen weit entwickelt: der Norit bildet Varietäten mit Glimmer, Glimmer und Augit, Glimmer und Hornblende, Augit und Hornblende; weiter erscheinen Gabbros (mit Glimmer, Hornblende oder Hypersthen), Diorit mit Hypersthen, Hornblendeglimmerdiorit, Glimmerhornblendediorit, reiner Glimmerdiorit, Quarzglimmerdiorit; ferner Olivinnorit, Augitolivingestein, Hornblendeolivingestein (Cortlandtit), Augitfels, Hornblendefels. Alle diese Gesteine sind so eng durch alle nur denkbaren Übergänge mit dem vorwaltenden Norit und unter einander verbunden, »that it is impossible to regard them as anything else than parts of a single geological unit« (G. H. Williams, in John Hopkins University circulars VII. 1888. No. 65). — Sehr sonderbare Verhältnisse liegen vor an der Südseite des Carrock-Fell im englischen Lake-District; hier findet sich nördl. von Mosedale ein Gabbro, welcher im normalen Zustand wesentlich aus Plagioklas, Diallag und schwarzem Erz besteht, gelegentlich mit rhombischem Pyroxen und Biotit; Quarz, der als primär gilt, ist oft in verhältnissmässig frischem Gestein vorhanden. Dieser Gabbro zeigt einerseits Varietäten, welche grösstentheils aus Diallag bestehen, andererseits hauptsächlich Plagioklas in Verbindung mit Quarz aufweisen und dabei ist die Structur des normaleren Gabbros bald grobgranitisch, bald feinkörnig ophitisch. Ganz allmählich geht nun diese ohnehin schon so verschiedenartige Masse nach dem Gipfel des Carrock-Fell in einen augitführenden Sphaerolith-Felsitporphyr über und in den Mittelgliedern bilden Plagioklas und Quarz schöne schriftgranitische Verwachsungen (Ward, Q. journ. geol. soc. XXXII. 1876. 16; Trechmann, Geol. Magaz. (2) IX. 1882. 210; Teall, Brit. Petrography. 1888. 179).

Aus der Gruppe der neuvulkanischen Gesteine, wo solche Erscheinungen höchst selten sind, ist als Beispiel das Gebiet der Tewan Mts in New-Mexico anzuführen, wo nach Iddings ein inniger Zusammenhang mit Übergängen zwischen ganz sauren und ganz basischen Gesteinen besteht; hier gehen Rhyolithe, Glimmerrhyolithe, Lithoidite, Obsidiane durch Glimmer-, Hornblende-, Pyroxenandesite in Basalte über (Bull. U. S. geol. survey, Nr. 66. 1890). — Aus den Nephelindoleriten und Nephelinbasalten des Katzenbuckels entwickeln sich durch Zunahme des Sanidins Varietäten, welche petrographisch dem Phonolith nicht fern stehen; diese und die anderen sehr abweichend bald dicht, bald porphyrisch, bald basaltisch, bald doleritisch struirten Abarten müssen aber wohl, da dieselben Gemengtheile sie alle zusammensetzen, nur als Differenzirungen einer einzigen Eruption betrachtet werden.

Im Gegensatz zu den oben angeführten Differenzirungen der plutonischen Gesteine ist es bemerkenswerth, dass J. F. Williams für die mächtige Trachyteruption des Monte Amiata in Toscana, deren an der Oberfläche ziemlich rundliche

Masse einen Durchmesser von ca. 10 Kilometer besitzt, durch elf chemische Bestimmungen nachgewiesen hat, dass sämmtliche Gesteinsglieder des Gebirges eine (von ganz geringfügigen Schwankungen abgesehen) geradezu identische chemische Zusammensetzung besitzen, trotz der makroskopisch und mikroskopisch verschiedenen Ausbildungsweise, indem sie bald eine saure glasige, bald eine minder saure mikrofelsitische Grundmasse besitzen, bald viel Sanidin und wenig Plagioklas, bald reichlich Plagioklas enthalten. Eine chemische Differenzirung hat hier nicht stattgefunden (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 443).

Wenn es sich aber nun um die Frage handelt, ob die in Rede stehenden stofflichen Gegensätze auch eine Regelmässigkeit in der Vertheilung derart inne halten, dass ihr Auftreten abhängig erscheint von gewissen Orten innerhalb der ganzen Eruptivmasse, dass sie also ein durchgängiges topisches Gebundensein aufweisen, so ist die Zahl der darüber vorliegenden Untersuchungen verhältnissmässig spärlich.

Die ersten hierher gehörigen Beobachtungen stammen von Delesse. Der Ballon d'Alsace (Elsasser Belchen) in den Vogesen besteht auf dem Gipfel und im Centrum seiner Masse aus einem echten Hornblendegranit (mit Hornblende und Quarz), welcher 70 SiO_2, 13 Al_2O_3, 3 Fe_2O_3, 3 MgO, 3 CaO, 4 K_2O, 3 Na_2O, 1 Wasser enthält; nach aussen wird das Gestein feinkörniger, der Quarz vermindert sich sehr beträchtlich, der Plagioklas nimmt neben dem Orthoklas an Menge zu; es entsteht ein normaler Syenit, dessen SiO_2 nur 61, dessen CaO 5 % beträgt. Entfernt man sich noch weiter von dem Centrum, so wächst die Hornblende sehr, der basischer gewordene Plagioklas hat den Orthoklas ganz verdrängt, Magnetit stellt sich ein, und das Gestein erscheint als ein vollkommen quarzfreier echter Diorit mit nur 50 SiO_2 und 8 CaO. Mit dem nach aussen abnehmenden Gehalt an SiO_2 und dem zunehmenden an CaO, MgO, Al_2O_3 und Fe_2O_3 wächst das spec. Gew., welches in den drei angeführten Gesteinsgruppen resp. 2,65, 2,70 und 2,85 beträgt (Comptes rendus XXXVI. 1853. 484; Bull. soc. géol. (2) IX. 1852. 464). Nach Deecke, welcher die Verhältnisse später blos auf der deutschen Seite untersuchte, ist die Hornblende nur in dem centralen Granit primär, in den beiden anderen Gesteinen aus Augit entstandener Uralit; er fand hier jene Vertheilung der Typen nicht so regelmässig zonal, indem auch der Granit oder der Syenit Delesse's auf weite Erstreckung hin die äussere Begrenzung bildet, und möchte überhaupt nicht sowohl eine Differenzirung eines einheitlichen Magmas, als vielmehr eine anfängliche basischere Eruption annehmen, auf welche allmählich saurere Nachschübe folgten, wodurch die erstere nach dem Rande zu gedrängt wurde (Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 866). — Der vogesische Kammgranit ist nach Linck zwischen Wildenstein und Bramont, westl. vom Krüther Schlossberg und am Drumont begleitet von einer randlichen, meist nur wenige Meter breiten Zone porphyrischer Gesteine, die local bei recht feinem Korn durch geringen oder fehlenden Quarzgehalt und vermehrten Gehalt an Biotit (übergehend in Syenitporphyre und Minetten) mehr basische Zusammensetzung besitzen; am Gipfel des Thalhorns entspricht das am meisten basische

Glied dem vom Stock am weitesten entfernten Theil einer Granitapophyse; Linck erblickt hier eine porphyrische und gleichzeitig basische Faciesbildung des Granits, ähnlich der vom Brocken im Harz. — Zwischen Oedsbach und Reichenbach im n. Schwarzwald entwickelt auf 10 km Länge der Biotitgranit von Durbach mit 67,76 % SiO_2 eine Grenzfacies von Glimmersyenit (Durbachit) mit nur 51,05 % SiO_2 (Sauer). — Ein weiteres Beispiel bieten die durch Teller und v. John eingehend untersuchten Eruptivmassen der Gegend von Klausen in Tirol, welche in den centralen Theilen namentlich der grösseren Masse aus Quarzglimmerdiorit (z. B. mit 70,17 % SiO_2) bestehen, während an der Peripherie der Hauptmasse Norite (z. B. in einer porphyrartigen Varietät mit nur 55,56 SiO_2) auftreten, aus denen auch schmälere Gänge gebildet werden; diese Gegensätze, welche durch Übergänge verbunden sind, bilden gleichwohl einen einheitlichen geologischen Körper (vgl. Glimmerdiorit, Norit). — Hierher gehört auch die Erscheinung, dass die grosse Porphyrmasse des Tharandter Waldes in ihrem Centrum echter Quarzporphyr mit 75,42 % SiO_2 ist, während eine Abart, in welcher makroskopische Quarze ganz zurücktreten oder fehlen, mit nur 71,3 % SiO_2 eine bis 1 km breite Randzone bildet. — Weiter reiht sich hier an die S. 780 angeführte Thatsache, dass die basischen Spaltungsgesteine, welche integrirende Theile des Brockengranit-Massivs bilden, an dessen Rande auftreten.

Die im Vorstehenden aufgeführten Fälle erweisen sämmtlich, dass da, wo bei diesen grossen Eruptivmassen überhaupt derartige Differenzen hervortreten, dem Centrum kieselsäurereichere, der Peripherie verhältnissmässig kieselsäureärmere Mischungen angehören, also eine peripherische Abnahme der Acidität.

Das entgegengesetzte Beispiel eines geologisch einheitlichen Eruptivstocks, welcher im Centrum aus basischeren Gesteinen besteht, zeigt der allseitig von Triasbildungen umgebene von Jablanica an der Narenta in der Herzegowina; in der Mitte herrscht Gabbro (mit Plagioklas, dessen SiO_2-Gehalt 46,80 % und dessen Formel Ab_1An_4 ist, reichlichem Diallag, Augit und zurücktretender Hornblende), dessen Bauschanalyse nur 40,49 % SiO_2 ergibt, sowie Olivingabbro. Am Rande erscheinen, durch allmähliche Übergänge verbunden, kieselsäurereichere Gesteine, und zwar im Süden Diabas (sog. Augitdiorit) mit Labradorit (Ab_3An_4 mit 53,50 SiO_2), Augit, Diallag, Hornblende, Biotit, auch accessorischem Quarz; die Bauschanalyse des Diabases liefert 46,95 % SiO_2; im Norden treten Diorite mit vorwaltender Hornblende und selbst Quarzdiorite auf (C. v. John. Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVIII. 1888. 343). — Noch ein weiteres Beispiel für die peripherische Zunahme der Acidität bei einer Stockmasse ist durch Brögger aus der Gegend von Ramnäs in Südnorwegen bekannt geworden (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 46); hier besteht das Hauptgestein des Stocks aus mittelkörnigem quarzführendem Augitsyenit (I), dann folgen nach der Grenze zu, unter ganz allmählichen Übergängen aufeinander: rother feinkörniger Syenit (II), rother porphyrartiger quarzführender Syenit (III), rother Quarzsyenitporphyr mit feinkörniger Grundmasse (IV), zuletzt an der Grenze bei Gislerud Quarzporphyr (V).

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	58,48	62,35	66,13	66,40	71,49
Al_2O_3	19,24	19,50	17,40	17,37	15,33
CaO	5,02	2,40	0,81	0,75	0,30
Na_2O	5,52	2,71	5,28	3,88	4,32
K_2O	3,06	3,28	5,60	4,39	5,86

Ähnliche Differenzirungserscheinungen, wie sie bei stockartigen Massen vorkommen, dürften auch bei einem Theil der »gemischten Gänge« vorliegen. So nennt man nämlich diejenigen Gangkörper, an welchen sich mehrere, mineralogisch und chemisch abweichend beschaffene Gesteinsarten betheiligen, wobei blosse Structurgegensätze, wie Verdichtung, Glasführung an den Salbändern ausser Betracht bleiben. Zur Erklärung solcher gemischter Gänge hat man einerseits angenommen, dass nach Bildung eines Ganges ein abermaliges Aufreissen in der Richtung der alten Spalten und eine weitere Injection von Eruptivmaterial erfolgte (S. 544). Verlief die neue Spalte längs eines Salbandes, so resultirte ein gemischter Gangkörper, welcher aus zwei abweichenden Theilen besteht; öffnete sich aber die Spalte in der Mitte des bestehenden Ganges, so kam ein Gangkörper zu Stande, welcher insofern mehr oder weniger symmetrisch zusammengesetzt ist, als er eine einzig vorhandene Mittelpartie und zwei davon verschiedene, aber unter einander übereinstimmende Seitenpartieen aufweist. Es ist klar, dass in diesen Fällen die Gangtheile keine Übergänge zu zeigen brauchen, und dass derartige Vorgänge, bei denen es sich um mehrere getrennte Injectionen handelt, hier überhaupt nicht in Frage kommen. — Andererseits können aber auch solche gemischte Gänge dadurch entstehen, dass das die Spalte anfänglich erfüllende Magma in sich eine Differenzirung erfuhr, sich in eine mediane und zwei laterale Partieen spaltete, welche dann gegenseitige Übergänge darbieten werden. Die Erscheinung, dass ein Gangkörper aus blos zwei nebeneinanderlagernden abweichenden Theilen besteht, ist in diesem Falle nicht gerade zu erwarten. — Im Folgenden sind einige Beispiele angeführt, bei denen vielleicht solche Spaltungsvorgänge vorliegen; mehrfach wird übrigens durch die bisherigen Beobachtungen die Entstehungs-Alternative nicht entschieden.

M. Koch besprach einen Gang von grauem Porphyr des Harzes auf Blatt Wernigerode, bei welchem das saure Gestein der Gangmitte einen allmählichen Übergang in basisches diabasartiges Gestein des Salbandes erkennen lässt (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1885. S. XXVII). — Loretz erwähnt einen Fall aus dem Thüringer Walde, wo ein sehr breiter Glimmerporphyritgang beide Salbänder oder eines derselben aus Kersantit bestehend zeigt; auch hier ist die Mitte saurer, das Salband basischer; Loretz nimmt eine abermalige Öffnung der Spalte an. — Nach Holst und Eichstädt treten in Småland Quarzporphyre auf, welche in einer Mächtigkeit von 6—30 m die Mitte von Gängen bilden, während auf beiden Seiten kaum 1 m mächtig Diabas mit uralitisirtem Augit erscheint; nur ausnahmsweise wird der Uralitdiabas mächtiger als der Quarzporphyr oder keilt andererseits ganz aus. Ob es sich um getrennte Eruptionen oder um Differenzirungen eines Magmas handelt, ist hier nicht entschieden worden (Stockh.

geol. Fören. Förh. 1882/83. VI. 709). — Bei Väkkerö in der Gegend von Christiania gewinnt die hellgrane Gangmasse eines quarzführenden porphyrartigen Glimmersyenits nach den Salbändern zu nicht nur feineres Korn, sondern wird zu einem blauschwarzen, an Eisenerz und Feldspath sehr reichen Aphanit (Brögger, Silur. Etagen 1882. 286); der Gehalt an SiO_2 beträgt hier (nach Abrechnung von H_2O, $CaCO_3$ und FeS_2) in der Gangmitte 64,84, ein Fuss von der Ganggrenze 52,89, an der Ganggrenze 51,59 %; Vogt erblickt in diesen Erscheinungen ein sehr typisches Beispiel für Differenzirungen (Stockh. geol. Fören. Förh. XIII. 1891. 483). Vielleicht sind auch hierher zu setzen die Angaben, welche Liebisch in Z. geol. Ges. 1877. 719 über einen Gang von Syenitporphyr von Sundvolden in Ringeriget am Stensfjord macht.

Sehr merkwürdige Verhältnisse bieten sich auf der Section Schmalkalden dar, wo dreierlei Eruptivgesteine auftreten: 1) Melaphyr mit 47—49 % SiO_2; 2) Syenitporphyr mit ca. 56 SiO_2 und mehr; 3) Granitporphyr mit ca. 67 SiO_2 und mehr. Hier kommen nun auf einem und demselben Gange alle möglichen Betheiligungen dieser drei Gesteine zusammen vor, so dass diese gemischten Gänge bald aus 1 + 2, bald aus 1 + 3, bald aus 2 + 3, bald aus 1 + 2 + 3 bestehen. Dabei ergibt sich alsdann nach Bücking die Gesetzmässigkeit, dass je das kieselsäurereichste Gestein in der Mitte, das kieselsäureärmste am Salband des Ganges gelegen ist. In der Regel ist die Anordnung und Aufeinanderfolge der Gesteine von der Mitte aus nach beiden Salbändern hin die gleiche, auch die Mächtigkeit der gewöhnlich scharf von einander geschiedenen Gesteine an beiden Seiten des Ganges ist nahezu dieselbe. Wenn Bücking hervorhebt, dass in der Regel zwischen den Gesteinsabarten eine scharfe Grenze vorhanden und »nur an wenigen Gängen der Übergang ein schrittweiser sei«, so ist die erstere Erscheinung allerdings eine solche, wie man sie bei differenzirten Gängen nicht erwarten sollte. Dennoch schliesst nach ihm die durchaus gesetzmässige Lagerung der genannten Gesteine innerhalb derselben Gangspalte von vorn herein die Annahme aus, dass das Gestein der Gangmitte bei einer späteren Eruption in die mit bereits verfestigtem Gestein erfüllte Gangspalte injicirt worden sei; »die gesetzmässige Aufeinanderfolge wird man hier kaum anders erklären können, als durch die Annahme, dass das in die Gangspalte eingepresste Magma sich unter gewissen Bedingungen, vielleicht unter dem Einfluss eines sich allmählich oder plötzlich oder ruckweise verringernden oder mehrmals wechselnden Drucks in verschiedene Gesteine gespalten hat, derart, dass die basischen Spaltungsproducte die randlichen, die sauren die mittleren Theile des Ganges einnehmen«. In dieser Gegend scheint der Eruptionsherd in der That nicht allzutief unter der jetzigen Oberfläche gelegen zu haben, worauf auch die erstaunliche Menge von Gängen verweist. Für eine solche Spaltung eines einzigen Eruptivmagmas und gegen die Annahme verschiedener Eruptionen spricht namentlich der symmetrische Aufbau solcher Gänge aus drei verschiedenen Gesteinen (z. B. Gang im Elmenthal im Granit: Mitte 7 m Granitporphyr, zu beiden Seiten je 1,5 m Syenitporphyr, dann an den Salbändern einerseits 1 m, andererseits 0,5 m Melaphyr). Sodann die

Erscheinung, dass Gänge in einem höheren Niveau nur aus Syenitporphyr bestehen, während in einem tieferen Niveau Granitporphyr mitten zwischen dem Syenitporphyr, und an den Salbändern Melaphyr erscheint. Es ist deshalb nicht unmöglich, dass manche der einfachen Syenitporphyrgänge, welche im Fortstreichen in gemischte Gänge übergehen können, sich auch in tieferem Niveau als gemischte Gänge darstellen. Eine weitere wichtige Stütze für jene Auffassung bietet die Erscheinung, dass da, wo gemischte Gänge sich nach oben auskeilen, das saure Gangmittengestein von dem Nebengestein getrennt ist durch das basische Salbandgestein, welches letztere also wie eine Hülle nach oben zu das erstere umschliesst. Doch kommen auf Section Schmalkalden als Seltenheiten auch gemischte Gänge vor, welche an beiden Salbändern ein verschiedenes Verhalten zeigen, also unsymmetrisch beschaffen sind, und auch sonst noch Unregelmässigkeiten erkennen lassen. Vgl. Bücking, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1887. 131. Über einen Theil dieser Vorkommnisse in der Gegend von Liebenstein (Korällchen) berichteten früher Pringsheim (Z. geol. Ges. XXXII. 1880. 111) und E. Weiss (ebendas. XXXIII. 1881. 483), welcher Letztere aber der Ansicht war, dass eine Erklärung ohne die Annahme sich folgender Eruptionen verschiedenen Materials in derselben Gangspalte hier kaum befriedigend ausfallen dürfte. Wo die beiden Salbänder im Gegensatz zur Mitte symmetrisch vorliegen, würde dann entweder eine Wiederaufreissung des Ganges längs der Medianebene zur Förderung des Gesteins der Mitte, oder ein doppeltes Aufreissen desselben längs der beiden Salbänder zu denken sein. Die unsymmetrischen Gänge würden vielleicht angemessener durch abermalige Aufreissung als durch Differenzirung gedeutet, wenn es nicht, angesichts der Wahrscheinlichkeit, dass die symmetrischen eben Spaltungsproducte sind, wenig zusagend erschiene, für die inhomogenen Gänge einer und derselben Gegend zwei so völlig verschiedene Processe, wie Wiederaufreissung und Differenzirung anzunehmen.

Der berühmte Eskdale-Dyke im südl. Schottland zeigt, abgesehen von anderen Eigenthümlichkeiten diejenige, dass er in der Mitte bei 16—18 Fuss Breite glasig ist und (mit ganz scharfer Grenzlinie) beiderseits ein ca. 8 Fuss breites Salband besitzt, welches aus Plagioklasleisten, Augitkörnern, Magnetit und reichlicher Zwischenmasse besteht; das mediane Glas hält 65,49, das Salband nur 58,67 % SiO_2, ersteres ist viel ärmer an Ca und Mg, viel reicher an Alkalien (A. Geikie, The pitchstone of Eskdale, R. Phys. soc. Edinburgh V. 1880. 219).

Die vorstehenden Beispiele stimmen allesammt darin überein, dass da, wo Grund vorliegt, bei Gängen Differenzirungsvorgänge anzunehmen, ähnlich wie bei vielen Stöcken eine Abnahme der Acidität nach den Salbändern zu sich zeigt. Doch gibt es auch hier gewisse Ausnahmen von der Regelung. Für den Bodegang im Harz wies Lossen 1874 das Umgekehrte nach; hier führt die granitporphyrähnliche Mitte nur 70,40 % SiO_2 (3,89 K_2O, 4,09 Na_2O), das Salband (hornsteinartiger Porphyr) 72,30 SiO_2 (1,95 K_2O, 1,02 Na_2O); nach weiteren Analysen von Max Koch sind örtlich in diesem Gange zwischen den saureren Sal-

bändern und der minder sauren Mitte Differenzen gar bis zu 10 % SiO_2 vorhanden; dabei ist die Mitte reicher an Plagioklas und Biotit als das Salband (Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 889; Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1889. 314). — Abweichende Verhältnisse liegen auch vor bei den augitandesitischen Gängen im N. von Thera (Santorin), wo die Salbänder vorwiegend glasig ausgebildet und chemisch saurer sind; hier nimmt Fouqué zur Erklärung des abnormen Verhaltens aber überhaupt keine Differenzirung, sondern mehrere Acte bei der Ausfüllung der Gangspalte an: zuerst werde die spec. leichtere glasbildende Masse, gewissermassen der Schaum der Lava, emporgeworfen und überziehe, nahezu momentan erstarrend, die Wände der Gangspalte, dann erst dränge die eigentliche, schon eine grosse Zahl von fertigen Krystallen in sich führende Lavamasse nach und erfülle die Gangspalte.

Bisweilen mag man im Zweifel sein, ob man ein Gangverhalten mehr als Spaltungserscheinung oder als endogene Contacterscheinung ansprechen soll, und es gibt wohl Fälle, wo beides thatsächlich in einander verfliesst; wie z. B. bei dem von R. Beck in der Gegend von Bienenmühle beobachteten, durch schmale Klüfte in drei Theile geschiedenen Gang, dessen 7—8 m mächtige Mitte aus orthoklasreichem und sehr augitarmem Augitsyenit besteht, während die beiden, je 3—4 m messenden äusseren Gangtheile sehr augitreichen Augitsyenit darbieten (Sect. Nassau, Kgr. Sachsen 1887. 34).

Eine weitere Spaltungserscheinung gibt sich zu erkennen in den basischen Aussonderungen von titanreichem Eisenerz oder Titaneisenerz, welche meist im Centrum basischer Eruptivfelder, wie Gabbro, Olivingabbro, Norit, Labradoritfels, Diabas u. s. w. vorkommen; in diesen Erzansammlungen, welche durch völlige Übergänge mit dem Hauptgestein in Verbindung stehen, finden sich von Silicaten, einzeln oder zu mehreren zugemengt, namentlich Olivin, Enstatit, basische Plagioklase. Beispiele liefern Tåberg in Småland, Gebiet von Ekersund-Soggendal, Bogstö in Skonevig (Skandinavien), Mesabi Range in Minnesota. Vgl. darüber insbesondere J. H. L. Vogt in Stockh. geol. För. Förh. XIII. 1891. 476. 520. 683; Om dannelse jernmalmsforekomster, Kristiania 1892. In derselben Weise werden von Derby die brasilianischen Magnetitlagerstätten von Jacupirango und Ipanema aufgefasst (Amer. journ. sc. XII. 1891. 311). Den aciden Gesteinen, wie Graniten, sind solche Erzconcentrationen, wie es scheint, ganz versagt.

Über die Ansicht von Rosenbusch, dass in gewissen **Gängen selbst** Spaltungsproducte von **Tiefen**gesteinsmagmen vorliegen, vgl. S. 639.

Schlieren.

Mit dem Namen **Schlieren** bezeichnet man die Erscheinung, dass in einer grösseren Eruptivmasse untergeordnete Partieen vorkommen, welche mineralogisch oder structurell beträchtlich von der Hauptmasse abweichen, aber mit ihr durch **Übergänge** verbunden sind (vgl. Reyer, Theor. Geologie 1888. 81). Diese

Differenzirungen machen sich z. B. in Granit- oder Syenitmassivs darin geltend, dass jene Partieen besonders reich an Biotit oder Hornblende, dass sie andererseits auffallend feineres oder gröberes Korn oder porphyrartiges oder porphyrisches Gefüge besitzen. Da sie keine scharfen Grenzen zeigen, sondern ganz allmählich in die Hauptmasse verlaufen, so ergeben sie sich als integrirende Theile der letzteren und dürfen somit durchaus nicht mit fremden eingeschlossenen Bruchstücken verwechselt werden; ihre Bildung hängt auch mit derjenigen der Gesteinsmasse, in welcher sie vorkommen, unmittelbar und untrennbar zusammen. Solche Schlieren können auf verschiedene Weise entstehen:

1) Kann ihr Dasein beruhen auf einer *anfänglichen ungleichen Mischung* des Eruptivmagmas, wie dies namentlich von Reyer betont wird, welcher darauf verweist, dass auch »das Meer, die Luft, Salzlösungen schlierig« seien. In diesen Schlieren, welche man *Constitutionsschlieren* oder Mischungsschlieren nennen könnte, würden jedenfalls wohl die eigentlichen zu sehen sein. Verlaufen ursprünglich basischere Magmaschlieren in einem acideren Magma, so muss sich dies bei der ohne weitere Ausgleichung erfolgenden Erstarrung durch einen anderen Mineralgehalt der ersteren Partieen gegenüber der Hauptmasse aussprechen. Ein locales Angereichertsein des Magmas an Titansäure, Phosphorsäure, Zirkonsäure in Folge seiner ungleichmässigen Mischung würde einen örtlichen Reichthum an Titanit, Apatit, Zirkon hervorbringen. Selbstverständlich müssen namentlich bei diesem Vorgang ganz allmähliche Übergänge zwischen Schliere und Hauptgestein ersichtlich sein. Schwierig ist es allerdings zu erklären, wie eine Ungleichheit der Mischung die Gegenwart z. B. von feinkörnigen Schlieren in grobkörniger Hauptmasse bedingen könnte, da diese structurellen Gegensätze nicht mit chemischen Unterschieden verknüpft zu sein scheinen. Gewisse Ungleichheiten in der Magmamischung könnten übrigens vielleicht auf ein *Zergangensein* fremder hineingerathener Fragmente zurückgeführt werden.

2) Können aber auch in der noch plastischen Hauptmasse, ohne dass darin anfängliche Mischungsungleichheiten vorausgesetzt zu werden brauchen, örtlich Anhäufungen und Zusammenballungen von frühzeitig ausgeschiedenen, zum Bestande des Gesteins gehörigen Gemengtheilen entstehen, welche z. B. nach aller Erfahrung in einem kieselsäurereichen Magma vorwiegend basischer Natur sein werden. In solchen *concretionären* Schlieren oder *primären Ausscheidungsschlieren*, welche daher Spaltungsproducte im Kleinen darstellen, werden dann dunkle Bisilicate, basische Plagioklase, Erze, neben Titanit, Apatit, Zirkon angereichert erscheinen, Quarz und Orthoklas gegenüber der Hauptgesteinsmasse spärlich sein oder vermisst werden. Wegen solcher Zusammensetzung treten diese Schlieren auch z. B. im Granit und Syenit mit dunklerer Farbe fleckenartig hervor, sie sind hier viel ärmer an SiO_2, reicher an Fe, Ca, Mg als die übrige Gesteinsmasse. So zeigen die Granite von

	SiO_2 %		spec. Gewicht	
	Hauptmasse	Concretion	Hauptmasse	Concretion
Barr Andlau, Elsass	68,97	57,89	2,680	2,779
Gready, Cornwall	69,64	65,01	2,72	2,73
Peterhead, Schottland	73,70	64,39	2,69	2,73
Shap Fell, Westmoreland . .	69,78	56,95	2,687	2,769

Nach Högbom sind z. B. als selbständige Diorite aufgefasste Partieen des Hornblendebiotitgranits von Upsala nur umfangreiche ältere Ausscheidungen des letzteren (Stockh. geol. Fören. Förh. X. 1888. 230). — Mit dem Namen der »glomero-porphyritischen« Structur bezeichnet Judd (Quart. journ. geol. soc. 1886. 71) die von einem Dolerit von Fair head in Antrim dargebotene Erscheinung, wo in einer aus braunem Augit, dunklem Olivin und leistenförmigem Plagioklas bestehenden, ophitisch struirten Grundmasse $\frac{1}{10}$—$\frac{1}{3}$ Zoll grosse Aggregate hindurchgestreut liegen, welche aus Anorthit und Olivin zusammengesetzt sind und so aussehen, als ob es sich hier um eingeschlossene Bruchstücke von Forellenstein handle. Sofern das Wesen des so struirten Vorkommnisses darin beruht, dass das porphyrähnlich Hervortretende nicht wie sonst ein Mineral-Individuum, sondern ein rundliches Aggregat zusammengeballter früh verfestigter Mineralien darstellt, würde dasselbe in den mit solchen primären Ausscheidungsschlieren versehenen Gesteinen sein Analogon finden.

Abweichungen von der Hauptmasse blos im Korn finden auf diese Weise ebenfalls nicht ihre Erklärung. — Reyer ist der Ansicht, dass, wo concretionäre Bildungen im Magma anschiessen, schon eine ursprüngliche Verschiedenheit (nach 1) existirte, welche zu einer weiteren derartigen Differenzirung insofern Anlass gab, als die Concretionen eben an Schlieren anschossen.

Die auf die eine oder andere Weise (1 oder 2) entstandenen Schlieren können nun — diejenigen der ersten Art, wenn sie früher erstarrten, diejenigen der zweiten Art überhaupt — durch Strömungen in dem Magma, in welchem sie gewissermassen schwimmen, im Sinne der Ergussbewegung angeordnet werden, sich in oberflächlichen Ablagerungen flach ausbreiten, in Gängen den Wandungen der Spalte anschmiegen. Zuweilen haben die Schlieren innerhalb eines Massivs eine concentrische Vertheilung und Lagerung, welche mit dem Emporquellen des Magmas im engen Zusammenhang steht. Zugleich werden sie durch magmatische Erweichung Gestaltsveränderungen erfahren, zu knolligen, namentlich aber zu länglichen, geschweiften, vielleicht aderähnlichen Formen ausgezogen werden, Zerreissungen, Abschnürungen, Zertrümmerungen, Zerstückelungen erleiden, und das Magma, dem gegenüber sie sich überhaupt passiv verhalten, vermag gangförmig in die Spalten und Fugen einzudringen.

Bestehen zwischen mehr oder weniger schon *verfestigten* Schlieren und dem Hauptmagma chemische Gegensätze, wie es bei 1 in Folge von ungleichmässiger Erstarrung und bei 2 überhaupt der Fall sein muss, da z. B. durch die Bildung basischer Schlieren das Magma seinerseits relativ acider wurde, so kann dieses abweichende Magma auch chemisch corrodirend auf die Oberfläche wirken, wo-

durch die Schlierengrenzen in grösserem oder geringerem Maasse verwischt werden. Ja wenn ein Gestein derlei Schlieren nicht in seiner Masse aufweist, so lässt sich ebenso gut denken, dass es solche überhaupt nicht entwickelt hat, wie andererseits, dass dieselben in einem früheren Stadium seiner Verfestigung vorhanden waren, in einem späteren aber wieder sämmtlich durch Resorption zerstört wurden. — In dem Hornblendesyenit des Meissener Massivs auf Section Grossenhain fand Vater die Form der an Biotit, Hornblende und Titanit reichen dunkeln concretionären Schlieren abhängig von der Structur des Hauptgesteins: ist letztere regellos körnig, so sind die Concretionen gedrungen ellipsoidisch, ja mitunter angenähert eckig, so dass sie gar fremden Bruchstücken ähneln; nimmt das Hauptgestein insbesondere durch Parallelismus der Hornblende schieferiges Gefüge an, so erscheinen die Concretionen wie linsenförmige Einlagerungen oder wie concordant eingeschaltete Bänke und Schmitzen. Auch die Structur der Concretionen stimmt allemal mit derjenigen des umgebenden Gesteins insofern überein, als die ersteren bei regellosem Korn des letzteren nur entfernt schieferähnlich, bei Parallelstructur des letzteren aber stark geschiefert sind (Section Grossenhain 1890. 37).

3) Genetisch hiervon völlig verschieden ist ein anderer Vorgang, welcher ebenfalls die Entstehung von Schlieren bewirken kann. Bevor ein Eruptivmagma, welches vielleicht an seiner Oberfläche schon starr geworden war, auch in seinem Inneren verfestigt wurde, quollen aus dem Herde der eruptiven Thätigkeit neue Magmen empor, oder es wurden durch Dislocationen untere noch weiche Partieen nach oben gedrängt. In den klaffenden Spalten der oberen bereits erhärteten Massivtheile bildeten diese Nachschübe echte normale Gänge mit scharfer Begrenzung; wo sie aber durch die auch ihrerseits noch nicht völlig verfestigten Massen ihren Weg nahmen, musste eine innige schlierige Verquickung und Verflechtung zwischen beiden erfolgen, die Nachgeburt des Magmas erscheint hier als eine nur gangähnliche Durchsetzung, welche mit dem Nebengestein innig verwachsen und ohne jede scharfe Scheidung mit ihm durch Übergänge verbunden ist. Reyer nennt diese Form der Schlieren den »Schlierengang«; geologisch bilden diese Injectionsschlieren mit dem Hauptgestein immerhin einen einheitlichen Körper. Bei solchen Bildungsvorgängen kann es sowohl geschehen, dass die Schliere, wenn sie aus grösserer Tiefe stammt, eine etwas abweichende chemische Zusammensetzung besitzt und deshalb einen etwas anderen Mineralgehalt liefern wird, als namentlich auch, dass blos ihr Korn von dem des Hauptgesteins verschieden ausfällt. Hierher gehört ein Theil derjenigen Vorkommnisse, welche man früher Contemporaneous veins nannte. — Diese Vorstellungen legen auch Benecke und Cohen für die Übergänge hornblendeführender Granite in Syenite und Diorite im südl. Odenwald zu Grunde; sie erkennen hier nicht im gewöhnlichen Sinne zeitlich getrennte Bildungen, auch keine eigentlichen Differenzirungen an, sondern nachdem ein Theil des Materials schon durch theilweise Erhärtung einen bestimmten Typus erlangt habe, hätten Nachschübe eines gleichen oder ähnlichen Magmas eine Einpressung in Klüfte desselben erfahren,

Schollen desselben eingehüllt, sich über die älteren Massen ausgebreitet, dieselben an ihren Grenzen erweicht, so dass sich an den Contactstellen eine innige Verflechtung und ein allmählicher Übergang herausbildete (Geogn. Beschr. d. Umg. v. Heidelberg 1881. 36).

Einen Anhang zu dieser Kategorie scheinen die Laven zu bilden, die innerhalb einer Hauptmasse von einheitlicher Entwickelung Partieen von einem abweichenden Habitus hervortreten lassen, der ihnen ein eigenthümlich rundlich geflecktes, langgezogen-, geschweift- oder gewunden-geflammtes, gestreiftes oder gebändertes Aussehen verleiht (Eutaxite nach v. Fritsch und Reiss, Piperno der Pianura). In den gegensätzlichen Partieen pflegen die grösseren Ausscheidungen die gleichen zu sein, auch ragen sie vielfach aus der einen Partie in die andere hinein. Die bedeutenden Verschiedenheiten im äusseren Habitus werden meist nur durch geringe structurelle Unterschiede hervorgerufen, oft nur durch geringere oder grössere Porosität, durch abweichende Menge, Farbe oder Mikrolithenführung der Basis, durch Betheiligung von Glasbasis oder Mikrofelsit. Secundäre Färbung verdeutlicht oft die Contraste, indem Eisenoxydhydrat die poröseren Partieen, vielleicht im Gegensatz zu einer schwarz verbliebenen Hauptmasse, röthlich gefärbt hat.

4) Ganz abweichend geartet von den im Vorstehenden besprochenen Schlieren sind diejenigen, deren wieder aus dem Magma selbst heraus erfolgende Entstehung an die letzten Phasen seiner Verfestigung geknüpft ist und welche man hysterogenetische Schlieren nennen könnte. Hat sich aus einem Magma die Hauptmasse der Gemengtheile in der Weise ausgeschieden, dass ihre Summe basischer ist, als die Gesammtzusammensetzung des Magmas, so muss der letzte zur Krystallisation noch fähige Rest acider sein. Derselbe kann daher, sogar wo er aus selbst relativ basischem Magma übrig bleibt, z. B. die Form von Orthoklas und Quarz annehmen, und deshalb findet man so häufig Gemenge dieser beiden Mineralien u. d. M. in dem Gesteinsgewebe an Orten — insbesondere als zwischen die übrigen Gemengtheile geklemmte Partieen —, welche es deutlich verrathen, dass hier in der That das letzte Verfestigungsproduct vorliegt. Andererseits kann es aber auch geschehen, dass diese örtliche Vertheilung des letzten Krystallisationsrestes gewissermassen in grösserem Maassstabe erfolgt, und dass, sofern er erst zur Solidification gelangt, nachdem die Hauptmasse des Gesteins bereits mehr oder weniger starr und klüftig geworden, er schlierenförmige, gang-, blatt- und trumähnliche Gestaltung innerhalb derselben annimmt, scheinbar wohl dieselbe durchbrechend. Nicht mit Unrecht hat man dieses Schlierenmaterial förmlich mit einem Exsudat verglichen. Diese Art von Schlieren, wozu ein anderer Theil der sog. Contemporaneous veins und die »Ausscheidungstrümer« gehören, ist daher alsdann von aciderer Zusammensetzung und meist hellerer Farbe als die Gesteinshauptmasse, rundliche Formen, welche sich der letzteren gegenüber passiv verhalten, können bei ihr weniger zu Stande kommen; der Entstehungsweise nach werden hier die Übergänge zwischen Schliere und Hauptgestein am wenigsten ausgeprägt sein. Im Folgenden mögen einige Beispiele

angeführt werden, welche solche hysterogenetische Schlieren darzustellen scheinen.

In den Graniten gehören hierher pegmatitische, schriftgranitähnliche gang- oder trumähnliche Massen mit oft seitlich symmetrischem Bau, welche ohne sehr scharfe Grenzen sich mit dem Granit verbinden, und sowohl von späteren granitischen, echte Spalten erfüllenden Eruptivgängen, als auch von späteren auf nassem Wege gebildeten Spalten-Secretionen zu unterscheiden sind, wenn dies auch in vielen Fällen recht schwierig ist. — Hellfarbige, ca. 1 cm dicke Adern durchziehen den dunkelgrauen Quarzglimmerdiorit von Marlesreuth und bestehen fast nur aus Feldspath mit hin und wieder vorhandenem Quarz, während Magnesiaglimmer blos in einzelnen Lamellen, Titanit in spärlichen Körnern auftritt, Augit fehlt; das normale Gestein ist reich an Biotit und Augit (Pöhlmann, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. III. 1885. 77). — Weisse feinkörnige Schlieren erscheinen in dem Gabbro der Gegend von Jablanica in der Herzegowina, und werden fast blos aus Oligoklas (62,90 SiO_2, 3,55 CaO, 8,49 Na_2O) gebildet, während der Feldspath des Gabbros selbst ein Bytownit ist mit nur 46,80 SiO_2, 15,85 CaO, 2,23 Na_2O und die Bauschanalyse des Gabbros nur 40,49 SiO_2 ergibt; das Gestein enthält andererseits auch dunklere basische concretionäre Schlieren, reich an Hornblende (v. John, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVIII. 1885. 352). — An dem augitführenden Quarzdiorit von Lampersdorf in Schlesien betheiligt sich als bis wallnussgrosse rundliche Massen oder kurze Streifen ein mittelkörniges Gemenge vorwiegend aus Feldspath (namentlich Plagioklas, der hier z. Th. Albit ist und wenig Orthoklas) nebst Quarz, beide pegmatitisch verwachsen; in diesem Gemenge liegen dünne, schwarzglänzende Hornblendekryställchen, auch Augit und Titaneisen (Dathe, Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. f. 1886. 334). — Der Kersantit von Urbach in den Vogesen enthält »kleine saure Ausscheidungen«, in denen der Biotit stark zurücktritt, Quarz besonders in mikropegmatitischer Verwachsung mit Plagioklas sich anreichert, Plagioklas grössere und breitere Individuen bildet: »an der Grenze dieser lichten Ausscheidungen haben sich in der Hauptgesteinsmasse die basischeren Gemengtheile merklich angehäuft« (Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 200). — In dem gleichmässig körnigen Biotitgranit des Oberstreiter Berges bei Striegau liegen schmale und scharf begrenzte Partieen eines kleinkrystallinischen, an Granulit erinnernden Gesteins, das neben reichlichem weissem Feldspath und etwas Quarz sehr kleine Mengen von dunklem Glimmer und rothe Granaten enthält, welche letzteren in der Hauptmasse des Granits nur als Seltenheit auftreten (Roth, Niederschlesien, 1867, 55).

Zu den hysterogenetischen Schlieren gehören auch die eigenthümlichen weissen feinkörnigen Gebilde (»Kluftblätter«), die Reyer im Tonalit der s.-ö. Adamellogruppe beobachtet hat, schmale gangähnliche Partieen in dem normalen Tonalit, makroskopisch deutlich von dem Nebengestein abgegrenzt, doch zeigt sich unter der Loupe keine so scharfe Scheidung wie bei echten Gängen. Salomon (Z. geol. Ges. XLII. 1890. 546) fand als wesentliche Gemengtheile gestreiften und ungestreiften Feldspath, sehr viel Quarz, sehr wenig Biotit (im Tonalit sehr

reichlich), offenbar primären Muscovit (im T. fehlend), keine Hornblende (im T. sehr reichlich). Mitunter bilden — abweichend von der Tonalitstructur — zahlreiche kleine Körner von Quarz und ungestreiftem Feldspath eine Art Teig, worin grössere Quarze und Plagioklase liegen; die Plagioklase stimmen übrigens ganz genau mit denen des Tonalits überein, sind nicht etwa saurer. Reyer sagt darüber: »es macht entschieden den Eindruck, als ob aus einer Masse, in welcher noch einige Gemengtheile beweglich waren, gerade diese in die entstandenen Klüfte vorgeschoben (ausgeschwitzt) worden seien«. In sehr bemerkenswerther Weise setzen diese Kluftblätter durch die primären dunkeln Zusammenballungen (Reyer's Schlierenknödel) hindurch. Sie haben nichts mit blattförmigen Primärschlieren zu thun, auch nichts mit der Erscheinung, dass in halbstarren Massen Risse entstehen, welche durch nachdringende Eruptivmassen ausgefüllt werden.

Sehr merkwürdige Verhältnisse beschreibt Waller (Midland Naturalist 1885. 4) aus den Steinbrüchen von Penmaenmawr im n. Wales. Dort findet sich ein grünlichgrauer mittelkörniger Enstatitnorit, bestehend aus Plagioklas, viel Enstatit, zurücktretendem Augit, Quarz (der mit einem klaren unverzwillingten Feldspath, wahrscheinlich Orthoklas auch mikropegmatitische Verwachsungen eingeht), Titaneisen. In dieser Gesteinsmasse erscheinen hellgraue Adern und Flecken unregelmässig vertheilt; in denselben bildet Mikropegmatit aus Orthoklas und Quarz den Hauptbestandtheil, das Bisilicat ist Augit, Enstatit höchst selten, wenn nicht ganz fehlend; Titaneisen scheint vielleicht etwas reichlicher zu sein. So bestehen also diese Massen aus den Mineralien (Augit, Orthoklas und Quarz), welche sich in dem Norit zuletzt gebildet haben, und es sind »contemporaneous veins, composed of the mother liquor left after the separation of the more basic compounds«. In Übereinstimmung mit der Mineralzusammensetzung sind die Schlieren viel reicher an Kieselsäure und Kali, ärmer an Thonerde, Kalk, Magnesia, Natron. I. Hauptgestein, ziemlich frisch, Phillips; spec. Gew. 2,94; II. Graue Schliere aus demselben Steinbruch, Waller; spec. Gew. 2,72.

	I.	II.
Kieselsäure	58,45	65,1
Thonerde	17,08	12,9
Eisenoxyd.	0,76	2,0
Eisenoxydul	4,61	4,7
Kalk	7,60	4,7
Magnesia	5,15	2,8
Kali	1,02	3,9
Natron	4,25	2,8
Wasser	1,07	1,9
	99,99	100,8

Howitt rechnet in Omeo (Australien) so sogar reine Quarzgänge als Schlierenbildungen zu den integrirenden Theilen von plutonischen Massengesteinen; er stellt sich vor, dass in einem immer saurer werdenden granitischen Magma der schliesslich, wahrscheinlich in alkalischer Lösung zurückbleibende Quarz nicht

allein die Lücken zwischen den übrigen Gemengtheilen ausfüllte, sondern z. Th. auch in die Spalten der benachbarten Gesteine gepresst wurde.

Selbstverständlich hat keine von den geschilderten Schlierenarten mit echten Gängen, welche ganz unabhängig von der Gesteinsverfestigung später gerissene Spalten erfüllen, genetisch etwas gemeinsam.

Endogene Einschlüsse.

Während die concretionären Schlieren, als Zusammenballungen frühzeitig ausgeschiedener Gemengtheile, in dem Niveau, wo sie sich jetzt finden, zur Hauptsache auch entstanden zu sein scheinen, und meist gerundete Contouren, sowie randlich einen Übergang in die umgebende Hauptmasse erkennen lassen, trifft man in einigen eruptiven Gesteinen scharf abgegrenzte, eckige, augenscheinlich fragmentare Massen, welche wegen dieser Beschaffenheit nicht als Schlieren, wegen ihrer mineralischen Zusammensetzung aber auch nicht als fremde exogene, zufällig hineingerathene Einschlüsse anderer Gebirgsarten gelten können, sondern als integrirende, aber anderswo entstandene Theile des Gesteins, in welchem sie sich darbieten, aufzufassen sind. Es wird angenommen, dass in ihnen das Product eines ersten, wohl in grösserer Tiefe vor sich gegangenen Erstarrungsactes des Magmas vorliegt und dass sie sodann bei der eigentlichen Eruption zerrissen, zerstückelt und an die Oberfläche gebracht wurden, wobei bisweilen das Magma alterirend auf dieselben eingewirkt hat. Zu Vorkommnissen dieser Art gehören zunächst unzweifelhaft diejenigen, welche aus hauptsächlich denselben Mineralien bestehen, wie das Gestein selbst und sich so als zugehörige Partieen erweisen, aber durch ihre auffallend grobkörnige Structur auszeichnen; sie wurden von Sauer recht bezeichnend endogene Einschlüsse genannt. So strotzt der Nephelinbasalt von Böhmisch Wiesenthal förmlich von kopfgrossen bis sehr kleinen grobkörnigen Bruchstücken, welche als Gemengtheile Augit, Nephelin, Hornblende, Biotit, bis erbsengrosse Magnetite, Titaneisen, ein melanitartiges Mineral, grosse Perowskitkörner, Titanit, bis mehrere cm lange Apatite enthalten, wobei durch Vorherrschen zweier oder dreier dieser Mineralien auf Kosten der übrigen eine grosse Anzahl von Varietäten entsteht (Sauer, Sect. Wiesenthal 1884. 70). — In ähnlicher Weise finden sich in Phonolithen Bruchstücke von dem grobkörnigen Habitus des mineralogisch übereinstimmend zusammengesetzten Elaeolithsyenits (Fernando Noronha, Brasilien); auch berichtet Lacroix, dass in den Phonolithen des Hegaus solche (endogenen) Einschlüsse von Elaeolithsyenit liegen (Comptes rendus CXII. 1891. 1323). Küch fand in südamerikanischen Laven irregulär rundliche bis faust- und kopfgrosse Massen, welche im Gegensatz zu dem einschliessenden porphyrischen Gestein mehr oder weniger deutlich gleichmässig körnig aussehen, stets bestehend aus denselben Mineralien, wie auch die umgebenden Pyroxenandesite, Hornblendeandesite u. s. w., nur mit dem Unterschied, dass sie nie Quarz führen, wenn auch das umhüllende Gestein ein quarzführender Dacit ist; dem Amphibol

fehlt gewöhnlich der dunkle Rand, auch wenn der des umgebenden Gesteins solchen besitzt; zwischen den Gemengtheilen steckt aber doch in wechselnder Menge Glassubstanz; je mehr letztere zurücktritt, desto mehr granitähnlich ist das Gefüge der dann xenomorphen Mineralien (Petrogr. d. vulk. Gest. d. Republ. Colombia, Berlin 1892. 82).

Von manchen Seiten werden aber zu den endogenen Einschlüssen in diesem Sinne auch fragmentare Massen gerechnet, welche sich durch einen zum Theil oder gänzlich von dem Hauptgestein abweichenden Mineralgehalt auszeichnen. Bei dieser Auffassung muss daher die Möglichkeit anerkannt werden, dass das betreffende Magma in den ersten Perioden der Ausscheidung Massen verfestigen kann, deren Mineralien später sämmtlich oder zum Theil nicht mehr zur Bildung gelangen. Die Laven von Georgios (Santorin-Eruption 1866) enthalten zufolge Fouqué als älteste sehr basische Festwerdung rundliche bis cm-grosse Massen einer Lava, welche aus grösseren Krystallen von Anorthit (45,93 SiO_2), Pyroxen, Titanit, Olivin, Magnetit mit mehr oder weniger Glas besteht; der abweichende Charakter spricht sich namentlich in dem Auftreten des Anorthits, welcher in der eigentlichen Lava nur ganz untergeordnet vorkommt und demjenigen des Olivins aus, der in letzterer überhaupt nicht, oder nur ganz spurenhaft erscheint. Graeff rechnet hierher Knauer im Phonolith von Oberschaffhausen (Kaiserstuhl), die aus Haüyn, Melanit und Titaneisen bestehen, wobei bald das eine bald das andere Mineral stark vorwaltet (auch wohl mit etwas Apatit, Nephelin oder viel Magnetkies; Mitth. gr. bad. geol. L.-Anst. II. 458). — Vor allem aber werden die sog. Olivinknollen in den Basalten so von Vielen auch für endogene integrirende Theile der letzteren gehalten, obschon sie ausser dem Olivin grünen monoklinen Pyroxen, rhombischen Pyroxen sowie Picotit führen (welche nicht in dem Basalt selbst vorkommen) und feldspathfrei sind. Andere Geologen erblicken in diesen Olivinknollen exogene Bruchstücke von fremden in der Tiefe anstehenden Gesteinen. Im feldspathfreien melilithführenden Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne betrachtet Rinne neben den dort vorhandenen Olivinknollen auch eigenthümliche bis 7 cm lange Feldspathmassen als protogene Bildungen; sie bestehen aus überwiegenden grauweissen glasartig glänzenden Körnern eines lamellirten, dem Anorthit nicht fern stehenden Feldspaths, mit punktförmigen Interpositionen (ähnlich den Gabbroplagioklasen), flüssigen und glasigen Einschlüssen; ausser diesen Plagioklasen enthalten die Massen in sehr wechselnder Quantität monoklinen Augit (wieder ähnlich dem Gabbrodiallag), Olivin und spärlichen Bronzit, dunkle Spinelle. Die Natur dieser begleitenden Mineralien ist es, weshalb Rinne diese Plagioklasknollen in unmittelbare Verbindung mit den an sich ganz feldspathfreien Olivinknollen bringt, und da ihm die ersteren am natürlichsten als Primärausscheidungen gelten, so hält er auch die letzteren für solche (Sitzgsber. Berl. Akad. XLVII. 1891. 971). Hierher würden dann weiterhin jene einzelnen Quarze gehören, welche in gewissen n.-amerikanischen Basalten verbreitet, von Iddings u. A. ebenfalls als protogene Ausscheidungen oder endogene Einschlüsse aufgefasst werden (vgl. S. 714).

Gerade der schroffe Gegensatz unter den Substanzen, welche so in der vorstehenden Weise von verschiedenen Seiten als endogene Einschlüsse erklärt werden, erschwert die Zustimmung zu diesen Deutungen. Man sollte meinen, dass das basaltische Magma, wenn ihm die Fähigkeit inwohnt, in frühen Stadien und unter besonderen Verhältnissen Mineralien und Mineralaggregate auszuscheiden, die später nicht mehr entstehen, dann nach irgend einer Gesetzmässigkeit allemal entweder sehr basische oder sehr saure, stets ähnliche Substanzen produciren würde, aber nicht hier Olivingemenge, dort Quarz, nicht hier lediglich feldspathfreie Olivinpyroxenaggregate, dort in einer und derselben Kuppe die letzteren zusammen mit Feldspathen. Bruhns betrachtet am Laacher See nicht nur die Bomben von Sanidinit, sondern auch Bomben körnigen Olivins, Augit-Hornblende-Glimmer-Bomben, ja cordierit- und granathaltige Auswürflinge — also geradezu alles mögliche — als »intratellurische Concretionen eines trachytischen Magmas«. Wird das von verschiedenen Forschern auf diesem Gebiete Behauptete Alles für wahr gehalten, so bedarf es nur noch eines kleinen Schrittes in dieser Richtung, um auch die Granitfragmente in den Basalten für integrirende endogene Primär-Ausscheidungen der letzteren auszugeben.

Endogene Contacterscheinungen.

Als endomorphe oder besser endogene Contacterscheinung bezeichnet man die Abweichungen sei es in der Structur oder dem Mineralgehalt, welche im Vergleich zu der Ausbildung der Hauptmasse in einem Eruptivgestein während seiner Verfestigung da zu Stande kommen, wo das Magma an fremde feste Massen angrenzt. Diese Differenzen sind also nicht das Product späterer Veränderungen, sondern hängen mit dem Erstarrungsacte des Magmas zusammen und die sie aufweisenden Partieen bilden trotz der verschiedenen Ausbildung integrirende Theile des ganzen geologischen Körpers.

Schon im Jahre 1846 unterschied Cotta (Grundriss d. Geognosie u. Geologie 103) an der Grenze pyrogener Gesteine eine »everse und inverse Metamorphose«, von welchen jene durch die Einwirkung des pyrogenen Gesteins auf die angrenzende Masse, diese dagegen durch die Rückwirkung der letzteren auf das erstere hervorgebracht worden ist. Der Ausdruck war insofern unrichtig, als es sich bei der inversen Erscheinung nicht um eine eigentliche Metamorphose handelt, welche ja stets nur an einem bereits verfestigten Gestein nachträglich zu Stande kommen kann. 1847 drückte Fournet den von Cotta hervorgehobenen Unterschied durch die beiden Worte Exomorphose und Endomorphose aus (Bull. soc. géol. (2) IV. 243); wenn Naumann (Geognosie I. 722) bemerkt, dass »dabei das wichtige Wörtchen μετὰ verloren gegangen sei«, so gilt das allerdings für Exomorphose, nicht aber für Endomorphose. Fournet's Exomorphose ist dasjenige, was als exogene Contacterscheinung behandelt wurde (S. 583), seine Endomorphose die hier in Rede stehende endogene Contacterscheinung.

Die endogenen Contactwirkungen geben sich kund an denjenigen Orten, wo

auch die exogenen auftreten, nämlich a) an der Grenzfläche gegen das anstehend gebliebene durchbrochene Nebengestein und zwar hier im einwärts gerichteten Sinne; b) um die von dem Eruptivgestein umhüllten fremden Bruchstücke.

1. Endogene Abweichungen in der Structur.

Hierher gehört die ausserordentlich verbreitete Erscheinung, dass an den Grenzen gegen das durchbrochene Nebengestein eine Structur zur Entwickelung gelangt, welche mit der hier erfolgten rascheren Erstarrung im Zusammenhang steht und sich im Allgemeinen als eine Verdichtung ausspricht. Stöcke zeigen dieselbe an ihren peripherischen Theilen, Gänge an ihren Salbändern. Die im Inneren herrschende grobkörnige Structur wechselt allmählich nach dem Nebengestein zu in eine feinkörnige, ja vielleicht makroskopisch dicht erscheinende um, vorwiegend feinkörnige Massen werden an den Rändern ganz dicht, porphyrische Gesteine verlieren nach dieser Richtung ihre Ausscheidungen, glasige Salbänder können sich bei den Gängen älterer und jüngerer Eruptivgesteine entwickeln. Diese Erscheinungen, von Alters her bei Graniten, Diabasen, Porphyren, Basalten u. s. w. bekannt, sind so überaus häufige Vorkommnisse, dass Beispiele zu erwähnen hier kaum nothwendig ist; manche derselben werden bei den einzelnen Gesteinen aufgeführt, bei der Beschreibung der Granite finden sich auch einige Ausnahmen von der Regel citirt. Nur für die glasigen Gang-Salbänder seien etliche Exempel hervorgehoben: Doleritgänge des Ätna (v. Lasaulx, Ätna II. 347. 450); Leucitlavagänge des Monte Somma am Vesuv; basaltische Gänge auf den Höhen des Calderagebirges auf Palma (nach v. Fritsch u. Reiss); Basaltgänge von St. Helena; sog. phonolithische Gänge an der Pila und an den Peñones de Garcia auf Tenerife; schwedische Diabasgänge (Törnebohm, N. Jahrb. f. Min. 1875. 552); die Trias durchbrechende Diabase an der Ostküste der Ver. Staaten (Hawes, N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 414).

Eine fernere Abhängigkeit der Structur des Massengesteins von dem Dasein des Nebengesteins spricht sich bei den Diabasen in deren randlicher Ausbildung als Variolit (s. diesen) aus.

Weiterhin gehört hierher die Erscheinung, dass Massivs und Gänge von hauptsächlich richtungslos struirten Gesteinen an den Grenzen (Salbändern) gegen das Nebengestein durch Parallelismus platter Gemengtheile, namentlich der Glimmerblätter ein schieferiges oder flaseriges Gefüge annehmen. Nicht zu verwechseln ist diese primäre Form der Festwerdung mit einer etwa durch Druck erzeugten secundären Schieferigkeit an den Rändern der Vorkommnisse. Ein ca. 1 m mächtiger Granitgang im Granulit bei Steina zeigt an den Salbändern unverkennbare Flaserstructur, ebenso der Ganggranit im Granulit bei Reinsdorf, wo sich bis zur Entfernung von 1 m vom südl. Salband die Flaserstructur einstellt (Sectionen Leisnig 1879. 9 und Geringswalde 1878. 22). Granitgänge im Glimmerschiefer ö. von Lewin werden durch Parallelismus des Glimmers schieferig (Roth, Niederschlesien, 1867. 246), bei glimmerreichen porphyrartigen

Ganggraniten der Umgegend von Heidelberg ist dasselbe der Fall (Benecke u. Cohen, Umg. v. Heidelb. 120). Nach Lefebvre zeigen zwischen Phylae und Syene senkrecht im Granit aufsetzende Gänge von glimmerreichem Diorit gegen die Salbänder zu oft schieferige Structur (Naumann's Geognosie II. 403). Brögger beobachtete an den südnorwegischen Gängen von Augitsyenit, z. B. bei Lillegarden unfern Porsgrund nahe den Grenzen Parallelstructur, wobei dadurch, dass die Gemengtheile in abwechselnd helleren und dunkleren Streifen angeordnet sind, bisweilen wie krystallinische Schiefer aussehende Gesteine erscheinen (Silur. Etagen 1882. 326). Nach Delesse ist der Diorit von Fondromé in den Vogesen besonders an den Grenzen gegen den Granit schieferig. — Auch die etwa vorhandene Fluctuationsstructur richtet sich in Gängen wohl nach dem Verlauf der Salbänder.

Um fremde Einschlüsse in den Eruptivgesteinen treten bisweilen ähnliche Structurabweichungen auf, wie an den Grenzen des anstehenden Nebengesteins. Zwischen Brinzio und Bedero westl. vom Luganer See liegen z. B. im mittelkörnigen Biotitgranit einige kopf- bis ½ m dicke Blöcke von Quarzphyllit, um welche herum der Granit als ein kryptokrystalliner Felsitfels ausgebildet ist (Harada, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 35). Wo dem kleinkörnigen zweiglimmerigen lausitzer Granit contactmetamorphisch veränderte Fragmente inliegen, namentlich da, wo dieselben sehr reichlich und nur in der Grösse kleiner Fetzen vorhanden sind, verschwindet die regellose Structur oft gänzlich, es greift eine lagenförmige parallelstreifige bis flaserige Anordnung besonders des Biotits Platz, wodurch Gesteine erzeugt werden können, welche, indem in ihnen dünne Feldspath-Quarzlagen mit biotitreichen Lagen alterniren, bei weitem mehr gneissartigen als granitischen Habitus besitzen. Immer ist diese Structur an die Nachbarschaft der Fragmente gebunden. Um die linsenförmigen Einschlüsse von Epidothornfels schmiegen sich solche wechselnden Lagen mit einer an Fluctuationsstructur erinnernden geflaserten und geflammten Zeichnung wie ein Hof allseitig herum und erst in gewisser Entfernung stellt sich die regellose Granitstructur wieder ein (vgl. z. B. E. Weber, Sect. Königsbrück 1890). — Mit diesen endogenen Contactwirkungen ist es auch vielleicht zu vergleichen, dass die Grundmassen um porphyrische früh ausgeschiedene Olivinkrystalle in seltenen Fällen auffallend feinkörnig werden, wie dies H. Rensch an Basalten von Jan Mayen, Stecher an einem schottischen Olivindiabas erwähnt (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 168).

2. Endogene Abweichungen im Mineralgehalt.

Wenn ein Eruptivgestein im unmittelbaren Contact mit dem anstehenden Nebengestein oder um fremde eingeschlossene Bruchstücke herum — abgesehen von den hier etwa eintretenden Structurabweichungen — einen primären Gemengtheil aufweist, welcher dem entfernter gelegenen Haupttheil der Eruptivmasse als solcher fremd ist, so kann dies davon herrühren, dass durch Einschmelzung des benachbarten Gesteins Theile desselben in das Magma gelangten, welche

dessen chemische Zusamensetzung veränderten und zur örtlichen Ausscheidung besonderer Mineralien Veranlassung gaben. Doch sind auch hier manche Fälle beobachtet worden, bei denen eine solche Erklärung nicht ohne weiteres als anwendbar erscheint. Die Thatsache, dass ein Mineral im Contact auftritt, im Inneren fehlt, kann vielleicht auch bisweilen die Deutung erfahren müssen, dass es eben im Inneren wieder resorbirt wurde, in welchem Falle sich die Contactwirkung blos darin äussern würde, dass dasselbe wegen der raschen Erstarrung am Nebengestein hier nicht resorbirt wurde und erhalten blieb. Auch kann daran gedacht werden, dass eine anscheinend als endogenes Contactphaenomen sich darbietende Abweichung im Mineralgehalt darauf beruht, dass das Magma selbst auf Grund von Differenzirungen überhaupt an seinen Rändern eine andere chemische Zusammensetzung besass als im Inneren, welche dort die Entstehung eines besonderen Gemengtheils veranlasste. Dieser letztere Fall würde nicht hierher, sondern zu den Spaltungserscheinungen gehören.

Die Erscheinung, dass in dem Noritgebiet der sog. Cortlandt-Series im Staat New-York der vorherrschende Norit local an der Kalksteingrenze in Gabbro übergeht, ist G. H. Williams geneigt, mit einer Aufnahme des Kalks in das Noritmagma in Verbindung zu bringen, in Folge deren hier anstatt des kalkfreien Hypersthens der kalkhaltige Diallag herauskrystallisirte. Nach Lemberg enthält so der Syenit von Predazzo in der Nähe der Kalkgrenze Labradorit anstatt Oligoklas. Zufolge Vélain entwickelt sich bei La Molotte an der Côte d'Essay (Lunéville) innerhalb des Nephelinbasalts in Berührung mit dem Muschelkalk der kalkhaltige Labradorit.

Hierher gehört weiterhin das mehrfach wahrgenommene Gebundensein des Olivins (oder seines Umwandlungsproducts) an die Contactgrenze, welches zuerst gleichzeitig von Rohrbach sowie von Liebe und Zimmermann hervorgehoben wurde. Rohrbach beobachtete in einigen Teschenitvorkommnissen stark umgewandelten Olivin blos dicht am Contact und zwar in ziemlich bedeutender Menge, aber schon in geringer Entfernung (oft 30—40 cm) meist vollständig verschwindend; er lässt es unentschieden, ob das Mineral seine Entstehung hier nur den veränderten physikalischen Erstarrungsbedingungen verdankt, oder einer theilweisen Aufnahme von alkalischen Erden des wesentlich kalkigen Nebengesteins in das Magma (Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 27. 50). Liebe und Zimmermann wiesen (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1885. 183) nach, dass in den randlichen Partieen von Kersantitgängen des s.-w. Ostthüringens neben den normalen Mineralien der Olivin oder sein Zersetzungsproduct aufzutreten pflegt, und Pöhlmann bestätigte dies später (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 88) für mehrere Vorkommnisse, namentlich für den schmalen Kersantitgang im Schieferbruch Koselstein bei Wurzbach. Auch Doss fand in den Minettegängen des Plauenschen Grundes den (umgewandelten) Olivin in der Contactnähe viel reichlicher vorhanden als in der Gangmitte und gerade am Salband auch relativ am schärfsten contourirt (Min. u. petr. M. XI. 1890. 65). Bei dem in der Mitte aus Olivindiabas bestehenden Gang im Granit am Hammer-See auf Bornholm besitzt das porphyritisch

ausgebildete Salband einen grösseren Reichthum an opakem Erz und Olivin als die Gangmitte (Cohen und Deecke). Die intrusiven Diabaslager von Weehawken in New Jersey zeigen nach dem liegenden Contact eine starke Verfeinerung des Korns, Veränderung der ophitischen in porphyrische Structur, bedeutende Anreicherung von Biotit und Ersetzung des rhombischen Pyroxens durch Olivin (Andreae u. Osann). — An schottischen Diabasen beobachtete Stecher, dass am unmittelbaren Contact sehr zahlreiche modellscharfe Olivine erscheinen, dass diese Krystalle in einiger Entfernung vom Contact wohl noch existiren, durchschnittlich aber mehr oder minder corrodirt aussehen und dass endlich das Gestein der dem Centrum näher gelegenen Massivtheile sehr wahrscheinlich olivinfrei ist, oder das Mineral nur sehr spärlich und unvollkommen enthält. Im directen Contact führt der Diabas stets eine grosse Menge von Einschlüssen des sedimentären Nebengesteins. Stecher deutet nun die eben angeführten Gegensätze so, dass das Eruptivmagma zwar zu olivinreichen Olivindiabasen disponirt gewesen sei, dass aber, indem kieselsäurereiche fremde Einschlüsse auch weit gegen das Innere vorgedrungen seien, hier durch Resorption derselben entweder die bereits fertig gebildeten Olivine wieder verschwanden oder deren Ausscheidung verhindert wurde; durch die rasche Festwerdung am Contact wurden sie aber dort der corrodirenden Wirkung entzogen (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 145). Bei dieser Annahme wäre der Olivin dann nicht im strengen Sinne eine Contactbildung, sondern umgekehrt wäre sein Fehlen im Inneren eine örtlich durch die dort wirkenden Verhältnisse bedingte Erscheinung.

Brauns stellte an Diabasströmen von Homertshausen fest, dass in den äusseren Theilen Olivin in reichlicher Menge vorkommt (nur ganz am Rande scharf begrenzt, etwas einwärts mehr oder weniger stark corrodirt), wogegen der Augit hier fehlt. Weiter nach innen zu beginnt der Augit sich einzustellen, dann verschwindet der Olivin vollständig und der Augit ist in grösserer Menge vorhanden. Brauns ist mit Stecher der Ansicht, dass das Erhaltenbleiben des Olivins am Rande durch die dortige rasche Erstarrung bedingt sei; »im Inneren des Magmas aber blieben die Bedingungen für seine Erhaltung und weitere Ausscheidung nicht günstig, er wurde mehr und mehr corrodirt, schliesslich ganz aufgelöst und die freigewordene kieselsaure Magnesia wurde nun zur Bildung des Augits verwandt«. Das Fehlen des Olivins im Inneren, zu dessen Deutung Stecher eine Zerlösung bis dorthin eingeführter fremder saurer Fragmente in Anspruch nehmen zu müssen glaubt, wird von Brauns viel einfacher, aber auch viel weniger bestimmt durch »nicht günstige Bedingungen« erklärt.

Doch verdient erwähnt zu werden, dass anderswo in olivinhaltigen Gesteinen gerade der Olivin im Contact nicht entwickelt ist. Nach Cohen und Deecke ist auf der oben erwähnten Insel Bornholm an den Gängen von olivinarmem Diabas bei Kaas und Tamperdalen gerade umgekehrt das Fehlen des Olivins für das Salband charakteristisch. Nach Vélain führen die amygdaloidischen Melaphyrgänge im Rothliegenden von Senones und Petit-Raon in den Vogesen im Inneren Labradorit und viel Olivin, nach den Salbändern nimmt der Olivingehalt ab und

es stellt sich Oligoklas ein (Bull. soc. géol. (3) XII. 1885. 550). Hier mag auch die von Beyer für Graniteinschlüsse, von Bleibtreu für Sandsteineinschlüsse im Basalt erwähnte Erscheinung Platz finden, dass um die fremden Bruchstücke der Basalt innerhalb einer gewissen Zone olivinfrei ausgefallen ist; offenbar wurde hier durch Abschmelzen der sauren Fragmente das umgebende Basaltmagma so kieselsäurereich, dass aus ihm Olivin nicht krystallisiren konnte.

Der Tonalit des Mte Aviólo führt rings um die fremden Fragmente und zwar auf diese Stellen beschränkt zahlreiche braunrothe Granaten und auffällig grosse Biotitprismen ausgeschieden (W. Salomon, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 480). Wo westl. von Cruger's Station (New-York) der eruptive Diorit der Cortlandt-Series an Glimmerschiefer grenzt, haben sich in dem Diorit rothe Granatkrystalle entwickelt, welche nach dem Contact an Grösse zunehmen, auch eigenthümlich zerfressene Epidote (G. H. Williams, Amer. journ. XXXIII. März 1887). Gänge von Felsitfels (Mikrogranulite) von Rostellec auf der Ile longue (Rhede von Brest) zeigen im Contact mit dem Devonschiefer nahe am Salband Granat (Barrois, Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 697). Nach Allport hält der hornblendeführende Biotitgranit von Brazil Wood, Charnwood Forest, im unmittelbaren Contact mit dem Schiefer auch Granat (Geol. Magaz. (2) VI. 483). Dagegen treten in canadischen Diabasgängen des archäischen Gebiets vom Rainy Lake gerade in der Mitte reichlich Quarz und farblose Granaten auf, während sie in der Nähe des Contacts fehlen, wo sich dagegen viel Enstatit findet (vgl. N. J. f. Min. 1891. II. Ref. 91).

Hierher ist vielleicht, wenigstens der äusseren Erscheinungsweise nach, die an sehr vielen Orten gemachte Wahrnehmung zu stellen, dass Granitgänge an ihren Salbändern, Granitmassivs an ihren Peripherieen durch einen besonderen Turmalingehalt gekennzeichnet sind, wofür bei der Beschreibung der Granite manche Beispiele erwähnt werden; ferner erscheinen hier local wohl Cordierit oder Pinit. Auch um die splitterförmigen Thonschieferfragmente im Quarzporphyr vom Auersberg bei Stolberg (Harz) »legen sich örtlich allerfeinste Turmalinkryställchen kranzartig« (Lossen, Blatt Schwenda 1883. 47).

Cohen beobachtete bei Sea-Point, Capstadt, den Granit in der Schiefernähe fast nur Kaliglimmer, im grösseren Abstand vom Schiefer blos Magnesiaglimmer führend (N. Jahrb. f. Min. 1874. 489). Ebenso wird nach O. Herrmann auf Section Schönfeld-Ortrand in Sachsen der Granit an der Grenze feinkörnig, aber Biotit weicht zurück, Muscovit tritt auf (1888. 12). Nach G. vom Rath ist an den Bahneinschnitten von Lake View bei Carson City, Nevada, der oft recht tonalitähnliche Sierragranit im Contact mit dem Hornblendeschiefer ganz abweichend und sehr merkwürdig beschaffen, indem Hornblende und Biotit zurücktreten, Muscovit, Turmalin und Epidot sich einstellen, der Titanit sich anreichert, auch übertreffen hier meist Oligoklas und Mikroklin den Orthoklas an Menge; nebenbei wechselt die Korngrösse dieses Contactgranits sehr, indem der Feldspath bald 3—4 cm grosse Particen, bald wie der Quarz nur 1—2 mm grosse Körner bildet. Ausserdem besitzen die Gemengtheile hier stets unregelmässige Begrenzung (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1884. 72 und 1888. 14). — Im Gegensatz

zu vorstehenden Angaben wird nach Rüdemann im Contact mit silurischen und cambrischen Schiefern der Biotitgranit der Südreuth bei Gefrees äusserst feinkörnig, dunkel und glimmerreich (auch sehr reich an Apatit; N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 648).

Von Kersantitgängen im Gneiss des Spessarts hebt Chelius hervor, dass an den Salbändern bald der Biotit, bald die Hornblende reichlicher werde (N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 72). Liebe und Zimmermann erwähnen so im Salband des sog. Lamprophyrs einen grösseren Reichthum nicht nur an Olivin (s. oben), sondern auch an Biotit als in der Gangmitte (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1885. 174). Bei dem gangförmigen Quarzporphyritvorkommen vom Liner-Haidhof im Pusterthal, welches in der Hauptmasse keinen Augit führt, zeigen sich reichliche Mengen dieses Minerals in der Contactzone gegen den Granit, und der Hornblendekranz, welcher sonst um die porphyrischen Quarze erscheint, ist hier durch einen Augitkranz ersetzt. Bei Aberstück sind die Gänge im Granitcontact auch schlierig durch abwechselnde Mengenverhältnisse von Feldspath und Hornblende, wobei die Hornblende eine orientirte Lagerung erhält, so dass man in einem Theil des Präparats nur Querschnitte, in einem anderen nur Längsschnitte sieht (v. Foullon, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVI. 1886. 774). — Leppla berichtet von dem Remigiusberg bei Cusel, dass der Diabasporphyrit an der Grenze gegen Kalkeinschlüsse bisweilen gleichmässig gebräunten Feldspath, sowie reinere und intensiver grün gefärbte Augite führe, während Biotit und Quarz hier fehlen, auch die opaken Erze verschwunden sind; dagegen ist als endogen-contactliche Neubildung wohlbegrenzter, sonst im Gestein fast völlig fehlender Titanit ziemlich weit verbreitet, welcher fast immer mit einem intensiv braunen Hof, wahrscheinlich von Eisenoxyd umgeben ist, eine Erscheinung, welche im Verein mit dem Mangel an opaken Erzen auf die Bildung des Titanits aus titanhaltigem Magnetit oder Titaneisen unter Zufuhr von Kalk und Kieselsäure und Auslaugung des Eisens schliessen lasse (N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 127).

Bei Diabasen ist oftmals eine Anreicherung des Eisenerzes nach der Peripherie der intrusiven Massen zu wahrgenommen worden, wobei auch die Formen in dieser Richtung immer unausgesprochener zu werden pflegen, z. B. die Gitterwerke des Titaneisens, wie sie im Inneren der Massive vorkommen, nach dem Contact zu durch Körnchen ersetzt werden. Bei einem schottischen Olivindiabas bestimmte Stecher den Gehalt an Eisen

im Centrum der Masse zu 1,11 %, 1 cm vom Contact zu 1,98 %,
$4\frac{1}{2}$ cm vom Contact zu 1,53 %, $\frac{1}{4}$ cm vom Contact zu 2,21 %.

Die Unterschiede erhöhen sich natürlich noch, wenn das Eisen in Eisenerz umgerechnet wird (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 169). — Um eisenfreie Einschlüsse im Basalt kann gerade das Umgekehrte stattfinden. Um einen Sandsteineinschluss im Basalt des Hunrodsberges (Ostabhang des Habichtswaldes) beobachtete A. Becker eine hellere Zone des Basalts, in welcher sich die sonst zahlreichen Magnetitpartikelchen verlieren; ebenfalls fehlen die Magnetitkörnchen in der einen Quarziteinschluss direct umgebenden Zone des Basalts vom Alpstein

(Z. geol. Ges. 1881. 37). Auch Bleibtreu berichtet, dass um die Sandstein- und Basaltjaspiseinschlüsse der Basalt des Finkenbergs bei Bonn nur einzelne Körner von Magnetit enthält (und der Olivin ganz fehlt), wogegen hier zahlreiche Schüppchen von Magnesiaglimmer erscheinen (ebendas. 1883. 493). — Dagegen werden die mikroskopischen Einschlüsse von Kalkstein am Stempel bei Marburg häufig von einer sehr viel gröberkörnigen Basaltmasse umgeben, in der (namentlich die Feldspathe sehr gross geworden und auch) dünne Titaneisentafeln in grosser Menge ausgeschieden sind; in anderen Fällen ist hier der Basalt bis an den Einschluss heran feinkörnig, aber fast undurchsichtig durch massenhaft ausgeschiedenen Magnetitstaub (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 281). Wenn Bauer sagt, dass hier »offenbar der Kalk Magneteisen aus dem Basalt ausgefällt hat«, so wird dadurch die local grössere Quantität des Magnetits kaum erklärt, namentlich wenn man bedenkt, dass das umgebende Magma durch das Einschmelzen des Kalksteins relativ eisenärmer werden musste. — In den etwas glasreicheren Basaltschnüren, welche am Stempel bei Marburg zwischen die Olivinknollen unter oftmaliger völliger Zertrümmerung derselben eingedrungen sind, fand M. Bauer als einen dem normalen Basalt fremden Bestandtheil dunkelbraune, manchmal scharf rechteckige Nädelchen von gerader Auslöschung, mit Dichroismus mehr ins Grüne und rein Braune, nicht merklich angreifbar durch HCl und HFl, vielleicht Hypersthen (ebendas. 189). Eine Ausscheidung von Hypersthen (ferner von Spinell, bisweilen von Labradorit) erwähnt auch Lacroix in Äderchen basaltischen Glases, welche in fremde Einschlüsse, die in Basalttuffen der Auvergne liegen, eingedrungen waren (Bull. serv. carte géol. France Nr. 11. 1890. 41).

Hieran reihen sich nun, als am Ende auch noch unter den Begriff der endogenen Contactproducte fallend, die Heranskrystallisirungen von Spinell, Tridymit, Augit, Cordierit u. s. w. in jenen Randzonen, wo die von peripherisch eingeschmolzenen Bruchstücken gelieferte Schmelzmasse sich mit derjenigen des Magmas vermischte (vgl. S. 594 ff.).

Zu den endogenen Contactwirkungen könnte ferner noch die Erscheinung gezählt werden, dass schmale ausgesandte Gänge oder Apophysen innerhalb eines fremden Gesteins eine von der Hauptmasse abweichende chemische und mineralische Zusammensetzung aufweisen, sofern dies mit einer lateralen Resorption des Nachbargesteins durch die Injectionsmasse in Verbindung gebracht werden kann. So berichtet Brögger in diesem Sinne, dass im Langesundfjord die pegmatitischen Apophysen und Gänge des Augitsyenits, welche in den SiO_2-reichen Devonsandstein hineinziehen (und auch nur diese) durchgehends als saure quarzreiche granitische Pegmatitgänge, fast ohne dunkle Mineralien ausgebildet sind, während umgekehrt die in basischeren Augitporphyrit eingepressten Gänge sehr regelmässig eine basischere Zusammensetzung mit grösserem Reichthum an dunklen Mineralien besitzen als die Hauptmasse (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 129).

Gegenseitige Beziehungen zwischen den verschiedenen Eigenschaften der Eruptivgesteine.

Die Gegensätze in der Erscheinungsweise und Beschaffenheit der Massengesteine können zunächst in zwei Kategorieen eingetheilt werden, je nachdem sie entweder

I. rein petrographischer Art sind, d. h. chemische, mineralogische, structurelle;

II. mehr geologischer Art, d. h. zeitlich, räumlich oder örtlich verschiedenen Charakters sind.

Die petrographischen Verschiedenheiten machen sich geltend in:

1) Chemischer Bauschzusammensetzung des Gesteins;

2) Mineralogischer Zusammensetzung des Gesteins;

3) Structurausbildung;

4) Besonderer chemischer Zusammensetzung der in dieser Hinsicht variabeln mineralischen Gemengtheile;

5) Besonderheiten in formeller Ausbildung und Habitus der einzelnen Mineralgemengtheile.

Die in Betracht kommenden geologischen Gegensätze geben sich kund in:

a) dem Gegensatz zwischen plutonischen Tiefengesteinen und vulkanischen Ergussgesteinen;

b) den topischen Gegensätzen innerhalb der Masse eines und desselben plutonischen oder vulkanischen Gesteins;

c) den Altersunterschieden der vulkanischen Gesteine bei übrigens übereinstimmendem Mineralbestand derselben, also innerhalb der einzelnen Gesteinsreihen;

d) der Verschiedenartigkeit der Lagerungsweise eines Massengesteins;

e) der Anwesenheit oder Abwesenheit von Contacterscheinungen, im ersteren Falle auch rücksichtlich der Art derselben;

f) der Anwesenheit oder Abwesenheit von Tuffbildungen;

g) der quantitativen Massenentfaltung;

h) dem verschiedenen Alter der Eruptionen in einer und derselben Gegend.

Um nun eine Übersicht über die bis jetzt bekannten gegenseitigen Beziehungen zu gewinnen, kann man so vorgehen, dass zunächst der eventuelle Zusammenhang zwischen den einzelnen Gesichtspunkten 1, 2, 3, 4, 5 untereinander untersucht, darauf derjenige zwischen den einzelnen Momenten a, b, c, d, e, f, g, h ermittelt, und schliesslich derjenige zwischen jedem einzelnen Punkte der erstgenannten Kategorie mit jedem der Punkte der zweiterwähnten auf sein Vorhandensein geprüft wird. — Es ist von vornherein wahrscheinlich, dass bei diesen Erörterungen mehrfach sich kreuzende, deckende oder einander involvirende Beziehungen existiren werden: denn wenn ein Punkt x mit einem anderen y in Verbindung steht, und y wieder mit z, so wird auch x mit z sich in irgend einem

Zusammenhang befinden. Zusammenhänge dieser Art sind zum Theil so einleuchtend, dass sie, um Wiederholungen zu vermeiden, kaum speciell auseinandergesetzt zu werden brauchen.

(1 und 2). Die mineralogische Zusammensetzung eines Eruptivgesteins ist selbstverständlich in erster Linie abhängig von seiner chemischen Zusammensetzung, indem durch diese sowohl die Natur der mineralischen Gemengtheile überhaupt als deren quantitative Betheiligung vorgeschrieben wird, wenn auch der vorliegende mineralische Bestand keineswegs der einzige zu sein braucht, welcher einer gegebenen chemischen Gesteinszusammensetzung entspricht. So ist man auf Grund mancher regelmässig wiederkehrender Erfahrungen doch im Stande, aus der Bauschanalyse einen Schluss wenigstens auf die Hauptzüge des mineralischen Bestandes zu ziehen. Jene Erfahrungen, die sich auch auf die Grenzen beziehen, innerhalb deren die quantitative Betheiligung der einzelnen Gemengmineralien stattzuhaben pflegt, gestatten aber auch selbst dann, wenn blos die Natur der Mineralien, nicht ihr specielles relatives Quantitätsverhältniss bekannt ist, immerhin manchmal eine annähernde Folgerung auf die Gestaltung der Bauschanalyse; vgl. übrigens S. 649 ff.

Bei der allgemeinen Deckung des chemischen Bildes von Augit und Hornblende ist es bemerkenswerth, dass die wesentlich Augit führenden Typen der Alkalifeldspathgesteine überhaupt alkalireicher und insbesondere natronreicher zu sein pflegen, als die entsprechenden Typen mit normaler Hornblende und dass diese letzteren durchschnittlich trotz höheren Kieselsäuregehalts kalk- und magnesiareicher gefunden werden (Lossen, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 218).

(1 und 3). Auf die Structur des Gesteins dagegen hat die chemische Zusammensetzung, wie es scheint, nur nach gewissen speciellen Richtungen hin einen einigermassen erkennbaren Einfluss, oder wie man vielleicht richtiger sagt, die ganze gegenseitige Beziehung beschränkt sich darauf, dass gewisse Structurausbildungen entweder mit Vorliebe oder regelmässig an gewisse chemische Bestände gebunden sind, bei anderen ziemlich constant fehlen. So ist z. B. eigentliche blasige und schlackige Structur (ohne ein besonders starkes Vorwalten von Glasbasis) ebenso verbreitet bei den recht basischen Massen, wie fast ausgeschlossen bei den sehr kieselsäurereichen, während das Dasein echter miarolitischer Drusenräume sich umgekehrt mehr an die letzteren bindet. Die Entwickelung echt mikrofelsitischer Substanz scheint eine höhere Acidität des Gesteins, verbunden mit einem grösseren Alkalienreichthum und einem gänzlichen Zurücktreten von Ca und Mg zu erheischen; hyaline Ausbildung wird in grösserer Entfaltung bei den basischen Massen ebenso selten, wie bei den acideren verbreitet angetroffen. Zur Annahme von perlitischer Structur scheinen in erster Linie nur insbesondere kieselsäurereiche Magmen disponirt zu sein. Die in Glasform auftretenden basischen Massen besitzen im Allgemeinen wohl eine grössere Tendenz zur Ausscheidung mikroskopischer Krystallisationen als die aciden, wie dies der Vergleich von basaltischen mit rhyolithischen Gläsern zeigt. Doch fragt es sich bei allen diesen Beziehungen, ob es in der That die chemische Zusammensetzung

als solche und nicht vielmehr eine wieder mit der letzteren in Verbindung stehende Modalität der Erstarrung ist, die zum Zustandekommen der angegebenen Structuren den Ausschlag gibt. — Typisch ophitische Structur erscheint augenscheinlich vorwaltend in basischen Gesteinen, wie Diabasen und Doleriten. Granitische Structur wird aber von einer so basischen Masse wie es der Gabbro ist, nicht minder charakteristisch dargeboten als von dem aciden Granit selbst. Relativ natronreiche Magmen, wie z. B. die Phonolithe scheinen nur äusserst selten Gläser zu bilden; die Glasform fehlt sozusagen nach unseren bisherigen Kenntnissen den sehr basischen, thonerdearmen, magnesiareichen eigentlichen Olivingesteinen. — Bisweilen scheint es, als ob die zu den sauren krystallinischen Eruptivgesteinen geologisch und örtlich gehörigen Gläser etwas saurer wären als jene; bei Gesteinen mit mittlerem Kieselsäuregehalt tritt dies weniger hervor, auch bei basischen nicht.

(1 und 4). Man hat der Frage näher zu treten versucht, inwiefern die chemische Zusammensetzung derjenigen Gesteinsgemengtheile, welche, indem sich abweichende isomorphe Moleküle daran betheiligen können, überhaupt bezüglich ihres quantitativen Gehalts an verschiedenen Stoffen eine gewisse Variabilität zulassen, abhängig sei von der chemischen Bauschzusammensetzung des ganzen Gesteins. Nicht eben viel durchgreifendes oder gesetzliches ist auf diesem Gebiet bis jetzt constatirt worden: es gehört dahin z. B. die Thatsache, dass die Pyroxene in den (eisenarmen) kieselsäurereicheren Gesteinen auch ihrerseits sehr eisenarm, die in den kieselsäureärmeren viel eisenreicher auszufallen pflegen (vgl. z. B. Merian, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. III. 1885. 252), dass die Pyroxene und Amphibole in natronreichen Gesteinen gleichfalls selbst gewöhnlich natronreichere Abarten darstellen (z. B. Mann, ebendas. Beilageb. II. 1883. 172). Weiterhin könnte man mit Lemberg (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 562) fragen, ob der Magnesiagehalt in Augit und Hornblende correspondire mit der Menge des etwa begleitenden ausgeschiedenen (nicht fragmentaren) Olivins, ob die Thonerdemenge in Augit und Hornblende wechsle mit dem Gehalt des Gesteins an thonerdereichen Mineralien. Darüber, dass der Kieselsäuregehalt der ausgeschiedenen Gesteinsplagioklase bald mit demjenigen des Gesteins übereinstimmt, bald unter ihm bleibt, bald denselben übertrifft, vgl. S. 652. — Zur Zeit ist man immerhin noch weit davon entfernt, im Specielleren nachweisen zu können, dass die chemische Zusammensetzung der Gesteinsgemengtheile eine Function derjenigen der Gesteinsmasse selbst sei, so theoretisch wahrscheinlich dies auch deshalb ist, weil das Magma die Mutterlauge für die betreffende Mineralbildung darbot. Doch darf bei dieser Frage nicht übersehen werden, dass es, genau genommen, gar nicht die Bauschanalyse ist, mit welcher die Analyse der Gemengtheile verglichen werden müsste, sondern vielmehr die Zusammensetzung, welche das Magma unmittelbar vor der Ausscheidung des betreffenden Gemengtheils besass, da nur dieses die für den letzteren maassgebende Mutterlauge darstellte. Durch Ausscheidung anderer Gemengtheile kann das Magma zu dieser Zeit seine anfängliche Zusammensetzung (Bauschanalyse) schon nicht unerheblich verändert haben.

Je früher sich ein Mineral ausschied, desto mehr wird man es daher noch mit der Bauschanalyse vergleichen dürfen und umgekehrt. Wo sich der Feldspath erst nach dem Augit ausschied, braucht für den ersteren eine Beziehung zur Bauschanalyse nicht mehr so ersichtlich zu sein, als da, wo er vor dem Augit auskrystallisirte (vgl. hierüber auch Lagorio, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 465).

Lagorio folgert aus seinen chemischen und mikroskopischen Analysen, dass erst, wenn das Verhältniss von Kali zu Natron im Magma eine gewisse Grenze erreicht und überschreitet — und zwar scheine dies das Verhältniss $2K_2O : 1Na_2O$ zu sein — Sanidin, immer natronreich herausfällt, während, wenn es unter demselben bleibt, ein trikliner natronreicher Feldspath sich bildet.

(1 und 5). Brögger ist (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 65) der Ansicht, dass es in den gewöhnlichen und den saureren Rhombenporphyren des südlichen Norwegens »der grosse Natron- und Kaligehalt des Gesteins ist, welcher die eigenthümliche Ausbildung des Feldspaths (mit seinen spitzrhombischen Durchschnitten) bedingt habe«.

(2 und 3). Besondere Beziehungen zwischen der mineralogischen Zusammensetzung und den Structurmodalitäten finden insofern nicht statt, als — unter den aus (1 und 3) folgenden Einschränkungen — verschiedene Structuren sowohl derselben als ganz verschiedener Zusammensetzung eigen sein können. Doch liesse sich auf diesem Gebiet noch geltend machen, dass in den Porphyrgesteinen (abgesehen von Eisenerz, Apatit, Zirkon) eine entschiedene Armuth an denjenigen accessorischen Gemengtheilen auffällt, durch welche vielleicht die entsprechende gleichmässig-körnig struirte Mineralcombination in ihrer Allgemeinheit ausgezeichnet ist. — Echte schlackige und blasige Structur dürfte nur da vorkommen, wo das Gestein mehr oder weniger glasige Basis enthält.

(3 und 5). In dem Begriff der verschiedenen Structurmodalitäten liegt es vielfach begründet, dass in der einen auch die formelle Ausbildung des einzelnen Gemengtheils etwas abweicht von derjenigen in der anderen. So sind natürlich in den Gesteinen mit Porphyrstructur die aus der Grundmasse ausgeschiedenen grösseren Individuen in der Regel mehr selbständig begrenzt als die Gemengtheile in den gleichmässig-körnig struirten Massen, und diese Möglichkeit, die Krystallform zum wenig gehinderten Ausdruck zu bringen, ist in den glasreichen Gesteinen noch grösser als in den Porphyren mit krystallinisch-körniger Grundmasse.

(a und d, e, f). Der Gegensatz von plutonischen Tiefengesteinen und vulkanischen Ergussgesteinen macht sich bezüglich der Lagerungsweise in so fern geltend, als die ersteren vorwiegend in der Form von Stöcken mit intrusiven Lagern und Gängen erscheinen, die letzteren hauptsächlich als Kuppen, Decken, Ströme ebenfalls mit zugehörigen Gängen auftreten. Beiderlei Gesteine werden von Contacterscheinungen begleitet, welche aber ihrer Art und Weise nach in manchen Zügen differiren, wie dies an anderen Orten im Specielleren ausgeführt ist; einer der Hauptgegensätze besteht darin, dass den plutonischen Gesteinen die rein kaustischen Contactwirkungen abgehen, von welchen die vulkanischen sehr häufig begleitet werden. Weiterhin ist bei den eigentlichen Tiefengesteinen eine

Verknüpfung mit zugehörigen oberflächlichen Tuffablagerungen ausgeschlossen, deren an Ergussgesteine gebundenes Auftreten zu den häufigsten Ereignissen bei ihrer Bildungsgeschichte gehört.

(1 und a). Es kann sich die Frage erheben, ob und in wiefern die chemische Zusammensetzung eines Massengesteins vergleichsweise im Zusammenhang steht mit der Natur der geologischen Lagerstätte überhaupt. Was dabei bis jetzt ergründet wurde, beschränkt sich auf wenig Constantes. Vergleicht man die Gesteinsreihen, deren einzelne Glieder übereinstimmende mineralogische Zusammensetzung besitzen, so scheint es, dass diejenigen Glieder, welche sich als plutonische Tiefengesteine darstellen, stets etwas ärmer an Kieselsäure und an Alkalien (innerhalb des Alkaligehalts aber relativ reicher an Kali), reicher dagegen an den zweiwerthigen Metallen Eisen, Kalk und Magnesia sind, als die mineralogisch entsprechenden effusiven vulkanischen Massen. Dies zeigt sich z. B., wenn man die chemische Zusammensetzung der Granite mit derjenigen der Quarzporphyre und Rhyolithe, wenn man die der Syenite mit der der Trachyte, die der Diorite mit der der Hornblendeandesite vergleicht; es trat schon hervor in den von J. Roth 1861 gegebenen Durchschnitts-Zusammensetzungen für Granite und Quarzporphyre. Dieses Verhalten ist nicht, wie Michel Lévy meint, ein blos scheinbares und kann nicht mit ihm durch den Gebrauch erklärt werden, dass bei der Classification und Benennung der Porphyrgesteine mehr die Ausscheidungen als die Constituenten der Grundmasse in Betracht kommen. — Sofern das mineralogisch übereinstimmende vulkanische und plutonische Gestein beiderseits ganz krystallinisch ist, muss deshalb das erstere wohl vermöge des höheren Kieselsäuregehalts und der geringeren Menge von schweren Basen etwas specifisch leichter sein als das letztere. Führt das erstere ausser dem — mit demjenigen des entsprechenden plutonischen Gesteins der Natur nach übereinstimmenden — Mineralgehalt noch Glas, so muss es sich durch eine relativ noch grössere specifische Leichtigkeit auszeichnen.

Möglicherweise ist der oben hervorgehobene Gegensatz dadurch zu erklären, dass, wenn wir uns die Säule eruptiven Magmas vorstellen, welche unten die subterranen grossen Weitungen erfüllt, in denen sich die Tiefengesteine verfestigen, an der Erdoberfläche aber die Ergussgesteine bildet, Differenzirungen gemäss dem specifischen Gewicht vor sich gehen, welche in grosser Tiefe eine gewisse Anreicherung der schwereren Basen, oben eine solche der Kieselsäure mit sich bringen. Eine solche Ansicht ist schon 1853 durch Sartorius v. Waltershausen vorgetragen worden, welcher den Schluss zog, dass die specifisch leichtesten Körper, Kieselsäure und die Alkalien nach der Oberfläche zu verhältnissmässig stärker als im Inneren vertreten seien (vgl. S. 662 und ferner 779).

Im Ganzen kann man wohl sagen, dass die Ergussgesteine durchschnittlich von gleichmässigerer chemischer Zusammensetzung sind als die Tiefengesteine, wohl weil sie überhaupt Massen von viel kleinerem Volumen darstellen, welche auch bedeutend rascher erstarrten als die Tiefengesteine, weshalb bei ihnen eine Differenzirung in Spaltungsgesteine nicht so leicht vorkommen konnte. Ein

Tiefengestein pflegt daher auch mit seiner chemischen Zusammensetzung in viel weiteren Grenzen zu schwanken, als das mineralogisch entsprechende Ergussgestein. Dasselbe bezieht sich auch auf die mineralogische Zusammensetzung, welche aus den angeführten Gründen bei einem Tiefengestein viel häufiger und in weiterem Umfang variirt, als bei dem Ergussgestein.

(1 nebst 2 und b). Unter diese Rubrik würde die ausführlich auf S. 783 hervorgehobene Erscheinung gehören, dass nach unseren bisherigen Kenntnissen über die Differenzirungen innerhalb grösserer zusammenhängender Massive in der Regel das Centrum am sauersten ist und die Basicität nach der Peripherie zu wächst. — Auch wäre wohl hier die häufig gemachte Beobachtung anzuführen, dass schmalere, von grösseren Massiven entsandte Gänge und Apophysen saurere Substanz darstellen, als das Massiv selbst; wie denn z. B. Apophysen von sonst biotit- oder hornblendeführenden Graniten diese beiden Mineralien nicht aufweisen und nach ihrer Endigung zu sogar aus vorwaltendem Quarz bestehen. Nach Harada sind die von dem mittel- oder grobkörnigen Quarzdioritstock des Tanzawagebirges auslaufenden schmalen Gänge feinkörnig und hornblendearm, reich an Quarz und Orthoklas, so dass man sie für sich als Amphibolgranit bestimmen würde (Die japan. Inseln, Berlin 1. 1890. 119). Die Ganggesteine des norwegischen Elaeolithsyenits erweisen sich zufolge Brögger mit einer Ausnahme kieselsäurereicher (4,5—5 %) als das Gestein des Hauptmassivs, auch etwas reicher an Alkalien, namentlich K, dagegen etwas ärmer an Fe, Ca und Mg (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 41). Eine Abweichung bildet die grössere Basicität der schmalen Gänge bei Klausen, S. 783.

(1 und c). Aber auch die vulkanischen Effusionen selbst scheinen je nach ihrem geologischen Alter einen ähnlichen Contrast unter sich zu offenbaren, wie ihre Gesammtmasse im Vergleich zu derjenigen der Tiefengesteine ihn dargeboten hat. Es lässt sich nämlich kaum bestreiten, dass — wieder innerhalb der Gesteinsreihen, deren einzelne Glieder übereinstimmende mineralogische Zusammensetzung besitzen — die altvulkanischen Ergussgesteine etwas ärmer an SiO_2 und Alkalien (innerhalb des Alkaligehalts aber relativ reicher an K), dagegen reicher an zweiwerthigen Metallen sind, als die entsprechenden neuvulkanischen, wie sich kundgibt, wenn verglichen wird die chemische Zusammensetzung des älteren Quarzporphyrs mit derjenigen des jüngeren Rhyoliths, welcher im Hinblick auf den ersteren mehr SiO_2, einen grösseren Alkaligehalt und zwar darunter ein relatives Überwiegen des Na gegen K, ein Zurücktreten von Fe, Ca und Mg zeigt. Ähnliches ergibt sich bei einem Vergleich des quarzfreien Orthoklasporphyrs mit dem jüngeren Trachyt.

Noch ein anderer Gegensatz wäre wohl hier hervorzuheben; er besteht darin, dass alle Glasbildungen, welche als Modificationen der älteren Ergussgesteine bekannt sind, die Pechsteine der Quarzporphyre, Diorite u. s. w. sich durch einen mehr oder weniger grossen Wassergehalt auszeichnen, wasserhaltige Gläser zwar auch unter den jüngeren spärlich vorkommen, hier aber weitaus die Hauptmasse der hyalinen Modificationen ganz oder fast ganz wasserfrei vorliegt

(Obsidian, Bimsstein); der Gegensatz wird schwerlich dadurch erklärt werden dürfen, dass man den Wassergehalt der älteren Glasgesteine als secundär ansieht.

(1 nebst 2 und g). Zieht man die Quantität und Verbreitung der verschiedenen geologischen Ablagerungsstätten im Hinblick auf deren chemische Zusammensetzung in Betracht, so zeigt sich, soweit unsere Erfahrung reicht, dass unter den Tiefengesteinen die kieselsäurereicheren, wie die Granite, wo sie durch die jetzige Oberfläche entblösst sind, viel mehr Raum einnehmen, als die mehr basischen, z. B. die Diorite und Gabbros. Wenn für die älteren Ergussgesteine die Quarzporphyre die Repräsentanten der kieselsäurereicheren, die diabasischen Gesteine diejenigen der kieselsäureärmeren Gruppe darstellen, so wird man wenigstens für Europa kaum behaupten können, dass die Gesammtverbreitung der einen Masse die der anderen erheblich übertrifft. Unter den vulkanischen Gesteinen des Tertiärs und der Neuzeit scheinen allerdings die basischeren Basaltgesteine über die acideren Rhyolithe und Trachyte in unserem Erdtheil weitaus das Übergewicht zu besitzen, während z. B. in Nordwestamerika die ausgedehnten Rhyolithausbrüche das quantitative Verhältniss zu Gunsten der acideren Gruppe verschieben.

(1 und h). Wo in einer und derselben Gegend verschiedenalterige selbständige Eruptionen stattgefunden haben, kann es sich darum handeln, ob in ihrer Reihenfolge gewisse chemische Regelmässigkeiten zu erblicken sind. Auf diesem Gebiet liegen, soweit der Gebirgsbau überhaupt der Untersuchung zugänglich ist, sehr abweichende Beobachtungen vor, und es gibt kaum eine Möglichkeit, welche nicht durch ein Beispiel belegt werden könnte. Es kommt hier vor: a) ein Sichgleichbleiben der chemischen Zusammensetzung; b) ein progressives Steigen der Acidität; c) ein progressives Wachsthum der Acidität und schliessliches Auftreten wiederum eines basischen Gliedes; d) eine Abnahme der Acidität; e) ein Alterniren von mehr aciden und mehr basischen Massen. — Am häufigsten scheint der Fall b) aufzutreten.

Für a) liefert der Vesuv ein bemerkenswerthes Beispiel, indem hier die verschiedenalterigen Laven nur ein äusserst geringes Schwanken der chemischen Zusammensetzung zeigen: die ältesten der in historischen Zeiten geflossenen und die allerjüngsten haben fast genau gleiche Constitution (vgl. Vesuvlaven unter Leucittephrit).

b) In sehr vielen Gegenden zeigt sich, dass die Eruptionsepochen im Anfang basischere, späterhin acidere Gesteine geliefert haben. Im Gegensatz zum Vesuv ist dies der Fall mit dem Lassens Peak in N.-W.-Amerika; ursprünglich ein Andesitvulkan, offenbart derselbe während der Dauer seiner Thätigkeit eine Abgrenzung und Aufeinanderfolge der drei Perioden des Andesits, Trachyts und Rhyoliths (v. Richthofen, Z. geol. Ges. XXI. 1869. 613). — Auf Lipari und Vulcano ist auf eine ältere basische Eruptionsepoche mit Doleriten und Andesiten (ca. 50 % SiO_2) eine jüngere saure gefolgt mit Trachyten und Rhyolithen (Kayser, Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 164). — Nach Lossen zeigt das Rothliegende aus der weiteren Umgebung von Ilfeld in der zeitlichen Aufeinanderfolge von Mela-

phyr-, Porphyrit- und Quarzporphyr-Ergüssen eine einfache, im SiO_2-Gehalt zunehmende Reihe (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1883. 495). — Sir Arch. Geikie hebt in seiner Übersicht über die vulkanische Thätigkeit auf den britischen Inseln hervor, dass, mit der bemerkenswerthen Ausnahme der Snowdon-Gegend, in jeder Periode die älteren Eruptionen basischer, die späteren Intrusionen saurer seien; die cambrischen und die carbonischen Eruptionen lieferten z. B. je zuerst basische Diabaslaven, später saure Felsite und Quarzporphyre (Q. journ. geol. soc. Bd. 48. 1892. Presid. address, S. 177). — Für den zusammengehörigen Complex der gleichmässig körnigen plutonischen Gesteine des Garabal Hill und Meall Breac (n. w. vom Loch Lomond) thaten Dakyns und Teall dar, dass in diesem Gebiet, welches »the result of the consolidation of a large plutonic reservoir« darstellt, die ältesten Eruptionen ultrabasische Olivingesteine waren (Wehrlit, Pikrit, jetzt Serpentine), dann folgten, mit steigender Acidität, Diorite, Quarzdiorite, Granite, worauf das sauerste Gestein, nur aus Feldspath und Quarz bestehend und fast ganz frei von gefärbten Mineralien, noch schmale Gänge im Granit und Quarzdiorit bildet.

I. Halbserpentinisirtes Olivin-Diallaggestein. II. Loser Block aus Enstatit, Diallag, Hornblende, Biotit, Olivin. III. Biotitdiorit. IV. Hornblendebiotitgranit. V. Hornblendebiotitgranit näher an VI. VI. Porphyrartiger Granit. VII. Felsitgänge in V. oder III. (Analysen von Player).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	38,6	46,0	47,5	62,6	62,3	66,6	75,8
Thonerde	3,7	6,8	15,6	17,7	18,6	17,4	13,7
Chromoxyd	0,1	0,2	0,1	—	—	—	—
Eisenoxyd	7,6	3,0	2,6	1,2	1,5	1,1	0,5
Eisenoxydul	7,8	7,5	7,1	3,3	3,0	2,1	0,3
Kalk	7,7	8,1	9,8	4,6	4,3	2,2	0,5
Magnesia	27,7	23,9	11,7	3,4	2,5	1,2	Spur
Kali	0,2	0,9	1,5	3,7	4,8	4,6	6,5
Natron	—	0,8	1,4	2,5	1,9	3,1	1,9
Glühverlust	6,4	2,4	2,4	0,7	0,6	0,9	0,3
	99,8	99,6	99,7	99,7	99,5	99,2	99,5
Spec. Gew.	3,00	3,15	2,96	2,76	2,67	2,62	2,59

Mit dem Zurücktreten des Olivins gewinnen die Pyroxene an Bedeutung, welche ihrerseits später durch Hornblende und Biotit ersetzt werden, bis auch diese verschwinden. Unter den Feldspathen fängt zuerst der Plagioklas an zu herrschen, er wird abgelöst von Orthoklas, neben welchem Quarz erscheint, und zuletzt tritt Mikroklin auf. Wenn Pyroxen, Hornblende, Biotit, Plagioklas, Mikroklin, Quarz zuerst erscheinen, sind sie mit Bezug auf die anderen Gemengtheile noch xenomorph, spielen diesen gegenüber gewissermassen die Rolle einer Grundmasse; erst wenn sie sozusagen den Charakter eines hervorragenden Gemengtheils gewonnen haben, zeigen sie Spuren von Automorphismus (Quart. j. geol. soc. Bd. 48. 1892. 104). Ähnliche Folgen bietet der Electric Peak im Yellowstone National Park (Iddings, Bull. phil. soc. Washington XI. 1890. 191).

c) Sowohl in der von den Rocky Mountains und der Sierra Nevada einge-

schlossenen Region Nordamerikas, dem ausgedehntesten Schauplatz tertiärer Ausbruchsthätigkeit auf den Continenten überhaupt, wie am Südrand der Karpathen, dem weit davon getrennten bedeutendsten Ort dieser Art in Europa, hat sich, wie zuerst v. Richthofen erkannte, für die Massenausbrüche hinsichtlich des Alters die constante Reihenfolge ergeben: Propylit, Andesit, Trachyt, Rhyolith, Basalt. Hier wächst also zunächst die Acidität (wie in dem Fall b), erreicht in dem Rhyolith das Maximum, dann aber folgt noch einmal ein so basisches Glied wie der Basalt. Auf amerikanischem Boden haben Clarence King, A. Hague, C. E. Dutton, G. K. Gilbert, Hayden u. A. keinen einzigen nennenswerthen Ausnahmefall nachgewiesen.

Nach Brögger zeigen die postsilurischen Eruptivgesteine zwischen dem Mjösensee und dem Langesundfjord in Norwegen, welche dort zusammen ca. 4600 qkm bedecken, zunächst von den ältesten bis zu den fast jüngsten ein regelmässiges Saurerwerden, indem hier auf einander folgen: Diabase (45—47 SiO_2), Diabasporphyrite (ca. 53), basische Augitsyenite (Laurvikite, 53—60), basische Elaeolithsyenite (Laurdalite, 51—57), saurere quarzführende Augitsyenite (Akerite, 58—62,5), rothe Quarzsyenite (Nordmarkite, 60,5—67), natronreiche Amphibolgranite (69—75), Biotitgranite (75—77,5 SiO_2). Der Gehalt an Fe, Mg und Ca nimmt ziemlich continuirlich von den ältesten Eruptionen bis zu den jüngsten ab; der Kaligehalt nimmt im Ganzen zu (mit Ausnahme der Stufe der Akerite); der Natrongehalt ist zuerst gering, steigt bis zu seinem Maximum (11,5 % in den elaeolithreichen Laurdaliten), sinkt später (abgesehen wieder von den Akeriten) gleichmässig bis zu den Biotitgraniten, wo er abermals ein Minimum mit 2,5 % erreicht. — Jünger als die Granite sind nun noch unbedeutende Diabase und verwandte jüngere Ganggesteine mit 46—49 % SiO_2 (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 80). — Dieses allerletzte ist also wieder sehr basisch, so dass daher hier ganz ähnliche Verhältnisse vorliegen wie in Nordamerika und Ungarn, wo auf die Rhyolithe wieder Basalt folgt, nur mit dem Unterschied, dass in Nordamerika diese Basalte eine ganz andere Massenhaftigkeit und Verbreitung aufweisen, als jene jüngsten Diabase des südl. Norwegens. — Brögger denkt sich, dass in einem unterirdischen Magmabassin die schwerstlöslichen Verbindungen nach der oberen Abkühlungsfläche hin diffundirten und diese relativ basische Schicht den Anfang der Eruptionen lieferte. Indem die hangenden Sedimentmassen allmählich in das so acider gewordene Magmabassin einsanken, wurde dessen Inhalt nach und nach aufgepresst, wobei auf Grund wiederholter analoger Diffusionen die einander folgenden Magmen immer saurer und saurer werden mussten. Zur Erklärung der schwierigen Frage, wie nun doch die allerletzte Eruption wieder viel basischer sein kann, stellt sich Brögger vor, dass bei der früheren Abkühlung im Magmabassin längs der Dachfläche basische Krystallisationen in geringer Ausdehnung erfolgt seien, welche, schwerer als das Magma, nach und nach zu Boden sanken und hier in höherer Temperatur wieder aufgelöst wurden; diese letzte Eruption wäre also eigentlich ein am Ende aus dem Bassin ausgeleerter Bodensatz der früheren Eruptionen (Z. f. Kryst. XVI. 1890. 85).

Im Anfang minder vollständige aber am Ende analoge Sequenzen würden noch vorliegen: im böhmischen Mittelgebirge, wo zuerst Basalte, dann SiO_2-reichere Phonolithe und Trachyte, zuletzt wieder basische Tephrite erumpirten (Hibsch, Min. und petr. M. XII. 1892. 405), und in dem Höhenzug Flechtingen-Alvensleben n. w. von Magdeburg, wo als permische Eruptionen einander folgten: älterer Diabasporphyrit (mit ca. 61,5 % SiO_2), Quarzporphyr (mit z. B. 69, 76,4, 76,1), jüngerer Diabasporphyrit (mit 59—64 %), zufolge Kloekmann.

d) Als Beispiele, wo die der Beobachtung zugänglichen Gesteine eine mit dem Alter abnehmende Acidität aufweisen, sind zu nennen: Der Kern von Stromboli besteht nach G. Merealli aus älteren hellgrauen andesitischen Gesteinen, die jüngeren Laven sind basischere Basalte und Dolerite. Auf St. Paul im indischen Ocean erscheint ein rhyolithisches Grundgebirge, überlagert und durchsetzt von basaltischen Gesteinen (v. Hochstetter); auf Ascension überlagern schwarze schlackige Basaltergüsse eine trachytische Fundamentalmasse (Darwin, Renard); auch auf den Kerguelen-Inseln sind wieder Trachyte und Phonolithe älter als die Basaltdecken; die irischen Rhyolithe bei Tardree werden von Basalten durchbrochen. Vorkommnisse dieser Art könnten mit dem Fall c in Übereinstimmung gebracht werden, wenn die Annahme zulässig wäre, dass hier nur die beiden letzten Glieder der Reihe, das vorletzte sehr acide und dann das letzte wieder basische der Wahrnehmung zugänglich sind; doch ist diese Vermuthung vielfach ganz unwahrscheinlich.

Nach den Untersuchungen von Doelter sind die Producte des Vulcans Monte Ferru auf Sardinien um so basischer, je jüngeres Alter sie besitzen; die Reihenfolge ist hier:

1) Plagioklasreicher Sanidintrachyt mit 57,01 % SiO_2
2) Sanidin-Augittrachyt » 55,11
3) Phonolith » 53,95
4) Olivinfreier Plagioklasbasalt (Augitandesit) mit 52,27
5) Olivinführender Plagioklasbasalt » 45,51
6) Leucitbasalt » 43,30

Das Eisenoxyd steigt in diesen Gesteinen von 2,68 % (in 2) bis 17,30 (in 6), der Kalk von 0,99 (in 3) bis 11,01 (in 6); das Natron sinkt von dem in 3 erreichten Maximum von 10,03 % auf 1,31 % (in 6).

e) Als Beispiel eines Alternirens von sauren und basischen Magmen führt Doelter die Gegend von Predazzo an, wo aufeinanderfolgen:

1) ältestes Gestein (sog. Monzonit) mit 45—55 % SiO_2
2) Granit » 66
3) Melaphyr » 45—55
4) jüngstes Gestein, Orthoklasporphyr mit 66

Ein derartiger Wechsel könnte nur scheinbar sein und müsste auftreten, sofern es sich in einer Gegend um zwei durch weite Intervalle getrennte ganz verschiedenalterige Eruptionsepochen handeln sollte, und in jeder derselben nach b) zuerst acide, dann basische Massen zum Erguss gekommen wären. Doch scheint

dies z. B. auf Island nicht zu passen, wo Rhyolithgänge die Basaltplateaux durchsetzen und selbst wieder anderswo von Basaltgängen durchbrochen werden.

Nach Wh. Cross begann die Eruption des Vulkans der Rosita Hills in Custer Co., Colorado, mit einer Ejection von Breccien und Tuffen von Hornblendeandesit, dann folgte ein ganz krystalliner feinkörniger massiger Andesit mit Hornblende, Augit, Biotit in wechselnden Mengen, sodann (oder local ziemlich gleichzeitig) ein an Bisilicaten armer porphyritischer Andesit mit etwas Quarz oder Tridymit; alle diese Gesteine werden vielfach durchbrochen und überflossen von einem grossen Ausbruch typischen Rhyoliths, und auf langen Spalten in seinen Ablagerungen erfolgte eine weitere, an der Oberfläche ebenfalls stromartig über den Rhyolith geflossene Eruption von Biotitaugitandesit, u. d. M. von jenen ersteren Andesiten ganz verschieden. Schliesslich trat noch auf alles durchsetzenden Spalten ein normaler Trachyt an die Oberfläche (Proceed. Colorado scientif. soc. 7. Juli 1890). — Am Marshag-Hill bei Aden folgen übereinander: unterster Trachyt, doleritischer Basalt, zweiter Trachyt, doleritischer Basalt, Rhyolith, dritter oberster Trachyt.

Iddings erblickt das allgemeine Gesetz der Succession darin, dass die Reihe mit einem Gestein von m i t t l e r e r Zusammensetzung anhebt und dann durch kieselsäureärmere und (soll wohl heissen »oder«) kieselsäurereichere Glieder fortschreitet zu sehr basischen und (»oder«) sehr aciden Gliedern; »the series commences with a mean and ends with extremes; as the eruptive action in the district proceeded, the rocks became more highly differentiated«. Ausnahmen gegen dieses Gesetz würden dadurch erklärt, dass an einer Localität nur ein Stück der ganzen Reihe vorliegt (Bull. phil. soc. Washington XII. 1892. 145). Eine ganze Menge der oben angeführten Exempel passt offenbar nicht auf dieses Gesetz, wie z. B. der Garabal Hill, wo die Action gerade mit ultrabasischem Material anhebt, das Beispiel von Aden, ferner das Auftreten eines nochmaligen sehr basischen Endes nach dem Vorgeschrittensein zu Rhyolith oder Granit (c), was auch nicht dadurch zu deuten ist, dass hier nur ein Stück aus einer Reihe erscheint.

(2 und a). Im Allgemeinen betrachtet finden sich die Tiefengesteine und Ergussgesteine aus denselben Mineralarten aufgebaut; es gibt nur äusserst wenige Gemengtheile, welche, nach unseren bisherigen Kenntnissen, der einen oder der anderen Kategorie von geologischen Erscheinungsformen ausschliesslich zukommen. So ist der Muscovit als primäres Mineral auf die Tiefengesteine beschränkt, findet sich nicht in vulkanischen Ergussmassen; andererseits ist es umgekehrt der Leucit, Haüyn und Melilith, welche bis jetzt lediglich in den letzteren, nicht auch in den ersteren angetroffen wurden; auch der Tridymit scheint so nur in oberflächlichen Effusionen vorzukommen. Eine Reihe von Gemengtheilen, die überhaupt mehr accessorischen Charakter besitzen, sind zwar von den Ergussgesteinen nicht völlig ausgeschlossen, stellen sich aber doch mit besonderer Vorliebe und in viel grösserer Verbreitung in den Tiefengesteinen ein, in denen ja überhaupt die Möglichkeit einer abwechslungsvolleren Mineralgemeinschaft in viel höherem Grade gegeben erscheint; dieser Art sind z. B.

Granat, Turmalin, Cordierit, auch Andalusit. — Gesteine mit vorwiegendem Gehalt an Olivin scheinen weniger an der Oberfläche als in der Tiefe festgeworden zu sein.

Vor allem ist aber noch zu betonen, dass, wie dem auch sei, die allgemeinen Verhältnisse der Mineralassociation, mögen sie sich als Gesetze oder Regeln aussprechen, für die Tiefengesteine und für die Ergussgesteine gemeinsam und gleichbeschaffen sind. Dies zeigt sich u. a. auch darin, dass, wenn für irgend ein Ergussgestein die nähere Untersuchung der mineralischen Zusammensetzung Veranlassung geboten hatte, eine bis dahin herrschend gewesene Anschauung über gegenseitiges Sichausschliessen von Gemengtheilen zu modificiren, bald darauf auch an Tiefengesteinen Beobachtungen gemacht wurden, von denen jene Rectification ebensogut hätte ausgehen können — oder umgekehrt. Beide geologische Kategorieen stehen in dieser Hinsicht engvereint im Gegensatz zu den krystallinischen Schiefern, bei denen überhaupt ganz abweichende Relationen der Mineralvergesellschaftung obwalten. — Vgl. weiterhin das unter (1 und a) Angeführte.

(2 und b). Eine auf topischen Gegensätzen beruhende Abweichung im Mineralgehalt macht sich bei einem und demselben Massengestein auf Grund von Spaltungen und Differenzirungen geltend (vgl. S. 782). Andererseits gehören aber auch hierher die auf S. 798 ff. ausführlich behandelten endogenen Contacterscheinungen, das Beschränktsein gewisser Mineralien auf die direct an das Nebengestein angrenzenden Partieen. Ausserdem fällt unter diese Rubrik die stellenweise, wenn auch recht selten beobachtete Thatsache, dass in geflossenen Schmelzmassen eine verticale Separation der ausgeschiedenen Gemengtheile (oder zunächst der dieselben bedingenden chemischen Stoffe) in obere leichtere und untere schwerere stattgefunden hat. C. W. C. Fuchs sagt darüber: »Wenn die geschmolzene Masse so reichlich war, dass die Krystalle in ihr schwammen, ordneten sich letztere so gut wie möglich nach der Schwere; an dem der Beobachtung sehr zugänglichen Arsostrom (Ischia) liegen nur einzelne und wenig veränderte Sanidine in der schaumig-schlackigen Oberfläche, wo sie durch das rasche Erstarren derselben festgehalten wurden: Amphibol und Pyroxen kommen ihres hohen spec. Gew. wegen hier fast gar nicht vor, sie sind in dem mittleren Theile des Stromes zahlreich« (N. Jahrb. f. Min. 1871. 72). Auch A. Geikie beschreibt von Blackburn bei Bathgate unfern Linlithgow aus dem Becken des Firth of Forth einen Pikrit, wahrscheinlich einen über carbonische Kalksteine geflossenen Lavastrom, dessen unterer ganz krystalliner Theil vorwiegend aus Olivin, Augit, Apatit, Erz und sehr wenig Plagioklas besteht, während die obere Partie mit allmählichem Übergang vorwaltend Plagioklas, viel weniger an Augit und Erz enthält, mit zwischengeklemmter globulitischer Basis; »there has evidently been a separation of the ingredients to their respective gravities during the period, when the mass was still in a molten condition« (Trans. r. soc. Edinburgh XXIX. 1879. 507). Auf dieselbe Ursache schiebt Stock die Erscheinung, dass in der Nephelindoleritmasse des Löbauer Berges sich an den höchsten Punkten der Berggipfel olivinfreie, darunter olivinführende und wieder unter diesen sehr erzreiche, bis haselnussgrosse Magnetitkörner führende Varietäten finden (Min. u.

petr. Mitth. IX. 1888. 464). — Auch in der Anamesitdecke von Steinheim bei Hanau ist zufolge Schauf der Olivin auf die unteren Theile beschränkt, wobei aber die Frage nach der Ursache dieser Erscheinung offen gelassen wird (Ber. Senckenb. naturf. Ges. Frankf. 1892. 21).

(2 und c). Unter den verschiedenen Altersabstufungen der vulkanischen Ergussgesteine besteht bezüglich der im Allgemeinen zum Aufbau verwandten Mineralarten nur auf einem ganz engen Bezirk ein wirklicher Gegensatz, während augenscheinliche Übereinstimmung häufiger vorkommt. Melilith ist bis jetzt nur in solchen gefunden worden, die während und nach der Tertiärzeit zur Eruption gelangt sind, nicht in älteren vulkanischen Effusionen. Dass dasselbe auch bis in die allerjüngste Zeit für den Leucit gelten durfte und der Ausnahmen bis jetzt nur eine oder zwei angegeben wurden, zeugt für das fast alleinige Beschränktsein des Minerals auf tertiäre und posttertiäre Gesteine. Der Nephelin, der in neovulkanischen Massen eine so grosse Rolle spielt, ist auch alten porphyrischen Vorkommnissen nicht fremd, und es ist wahrscheinlich, dass ein nicht geringer Theil von alten Gesteinen mit Nephelingehalt in der That effusiven und nicht plutonischen Charakter besitzt. Der Tridymit ist in den jungvulkanischen Gesteinen unvergleichlich häufiger als in den älteren. Nosean und Haüyn finden sich nur in den jüngeren, Turmalin fast nur in den älteren Effusionen.

(3 und a). Im Grossen und Ganzen wird die Structur eines Erstarrungsgesteins bedingt durch die geologische Erscheinungsform desselben, insofern die letztere ihrerseits zusammenhängt mit Verhältnissen des Festwerdungsortes, des Drucks und der Temperatur, wodurch die Gesteinsbildung in verschiedener Weise modificirt werden konnte. Zwei Gesteinsmassen, bestehend aus denselben mineralischen Gemengtheilen und von übereinstimmender chemischer Zusammensetzung pflegen daher im Allgemeinen abweichende Structur zu zeigen, wenn die eine in grosser Tiefe unter der Erdoberfläche festgeworden, die andere in Form eines oberflächlichen Lavaergusses erstarrt ist, und zwar ergibt sich durchschnittlich, dass die plutonischen Gesteine weit mehr gleichmässig-körnige als porphyrische, die Ergussgesteine weit mehr porphyrische als gleichmässig-körnige Structur besitzen. Auch an sich ist es ja wahrscheinlich, dass granitische Structur das Resultat einer normalen Erstarrung in grosser Tiefe ist, wo beinahe gleichmässige Temperatur während sehr langer Zeit herrschte und auch der Druck ein sehr hoher war, Verhältnisse, welche den vollen Gegensatz zu einer oberflächlichen oder der Oberfläche genäherten Verfestigung darbieten.

Nach der Anschauungsweise von Rosenbusch ist jener Satz derart strict zu fassen, als ob kaum oder nur scheinbar Ausnahmen davon vorkämen, dass bei den Tiefengesteinen allemal jeder Gemengtheil blos in einer Generation, bei den Ergussgesteinen gewisse Gemengtheile in zeitlich getrennten Perioden sich ausgeschieden hätten: nach ihm d e c k e n sich so die Begriffe Tiefengestein und granitähnliche Structur, Ergussgestein und porphyrische Structur. Der tiefere Grund für diese streng scheidende Auffassung liegt wohl in seiner Lehre, dass Ausscheidungen und Grundmasse zwei verschiedenen Bildungsorten und Zeiten an-

gehören, wo jene also neben einander vorhanden sind, das Gestein aus dem intratellurischen Zustand heraus zum Erguss gekommen sein muss, wo jener Gegensatz aber fehlt, es sich auch nur um einen einzigen (intratellurischen) Bildungsort handelt. Dies ist der in den »Massigen Gesteinen« (1887) vertretene Standpunkt.

In solcher Allgemeinheit und Constanz kann aber der Satz thatsächlich keineswegs gelten. Die Structur ist zunächst nur eine Function der Erstarrungsbedingungen und hat direct gar nichts mit dem Gegensatz von Tiefen- und Ergussgesteinen zu thun. Der letztere Gegensatz wird nur insofern praktisch, als eben meistens in Tiefengesteinen andere Verhältnisse der Festwerdung obwalten als in Ergussgesteinen, die ersteren langsamer, die letzteren rascher erstarrt sind. Aber im Einzelnen müssen sich hier noch Unterschiede der Erstarrung geltend machen, welche abhängig sind von speciellen Orten und Volumen. An den Grenzen gegen das Nebengestein wird eine plutonische Masse anders erstarren, als in den inneren Theilen, eine schmale Ramification, ein geringmächtiges Intrusivlager wird anders festwerden als eine umfangreiche plutonische Masse. Bei Ergussgesteinen wird sich die Ober- und Unterfläche anders verhalten als das Innere und in den innersten Theilen mächtiger Effusivmassen können, obschon sie an der Erdoberfläche abgelagert sind, Structuren herauskommen, ähnlich denen, wie sie auch unterirdisch erstarrte Massen durch den grössten Theil ihrer Ausdehnung aufweisen. Da also sowohl innerhalb einer Tiefengesteinsmasse als innerhalb einer Effusivmasse die Erstarrungsbedingungen nicht durch den ganzen Körper gleichmässig, sondern eben örtlich verschieden sind, so kann es auch keine für »die« Tiefengesteine und »die« Ergussgesteine wirklich allgemein charakteristische Structur geben. — Die Richtigkeit der Generalisation von Rosenbusch wird nicht dadurch erwiesen, dass man sagt, »kein Geologe wird behaupten, dass für den Granit die Stromform, für die Quarzporphyre die Form typhonischer Stöcke charakteristisch sei« (Min. u. petr. Mitth. XII. 1892. 383). An diesem Orte gesteht übrigens Rosenbusch nicht nur die Möglichkeit, sondern die Nothwendigkeit zu, dass an den Rändern von Tiefengesteinen porphyrische Structurformen zu erwarten sind, wie im Inneren von mächtigen Strömen körnige Structur. Damit wird aber das ganze vermeintliche Gesetz vernichtet; denn jene Ränder sind doch immerhin integrirende Theile von Tiefengesteinen und keine Ergussgesteine, diese Centra oberflächliche Ergussmassen, keine Tiefengesteine. Und wenn es vollends (384) heisst, dass, sofern auch Quarzporphyrstructur am Rande eines Granitmassivs auftritt, darum hier »kein Quarzporphyr, sondern Granit in porphyrischer Randfacies vorliegt«, so ist das ein blosses Spiel mit Worten, denn, mag es nun so oder so heissen, das, was nach dem Lehrsatz hier nicht auftreten sollte, ist vorhanden, dasjenige nämlich, worauf es ankommt — die Ausbildung von Quarz und Feldspath in »zwei Generationen«. — U. a. hat Reyer in seiner »Fysik der Eruptionen« (1877. 158) diese Gegensätze treffend beleuchtet, freilich nicht mit der stricten Ausnahmslosigkeit von Rosenbusch; er weiss sehr wohl, dass Porphyre auch als

zugehörige Partieen von granitischen Tiefenmassen vorkommen und sagt deshalb 204): »über die Genesis eines Eruptivgesteins gibt uns Aufschluss die Textur der Hauptmasse desselben«.

Dass der Gegensatz zwischen gleichmässig-körniger und porphyrischer Structur nicht allemal an das Niveau gebunden ist, dass auch die Porphyrstructur an Tiefengesteinen theilnimmt, zeigen u. a. in altbekannter Weise zahlreiche Granitstöcke, welche an ihren Rändern echt porphyrische Structur entwickeln. Auch die porphyrartigen Granite bekunden schon ein Verlassen des gleichmässig körnigen Gefüges. So ist, um aus unzähligen Beispielen nur eines zu erwähnen, der Durbachit, porphyrischer Glimmersyenit von Durbach im nördl. Schwarzwald, nach Sauer eine Grenzfacies des Biotitgranits, durch Übergänge mit ihm verbunden, und gleichwohl besitzt er »zwei Generationen« von Orthoklas, die grossen Einsprenglinge und die kleinen Körner in dem Biotitfilz der Hauptmasse.

Sehr bemerkenswerth ist in dieser Hinsicht die Thatsache, dass die amerikanischen Lakkolithen der Henry Mts., die einzigen, bei denen der unterirdische Festwerdungsraum wirklich untersucht werden konnte, gerade nicht mit gleichmässig körnigem Granit oder Syenit, sondern mit — Trachyten erfüllt sind. — Wenn Teall, der sich auch für den stricten Zusammenhang zwischen Structur und Entstehungsniveau bekennt, sagt: »the coarse granular texture is characteristic of slow consolidation under considerable pressure and uniformly changing conditions, while the porphyritic texture is produced by one or more abrupt changes in the environment of the consolidating magma«, so kann diesem Satze nicht zugestimmt werden: die porphyrische Randstructur unterirdischer Granitstöcke ist doch wenigstens unter demselben beträchtlichen Druck erfolgt, wie die körnige der zugehörigen Granite, und bei ihr hat auch kein abrupter Wechsel in der Umgebung des festwerdenden Magmas mitgewirkt.

Hinge die porphyrische Structur unweigerlich mit dem Ausgetretensein des Gesteins an die Oberfläche zusammen, so müsste sie da vermisst werden, wo das Magma überhaupt keinen Erguss gehabt hat. Sie müsste nicht nur fehlen als locale Ausbildung von Granitmassivs, was bekanntlich keineswegs der Fall ist, sondern auch bei denjenigen intrusiven Gängen, welche die Oberfläche nicht erreicht haben. Wie sie bei solchen Gängen z. B. von Minette und Kersantit, bei denen ein Gegensatz zwischen »intratellurisch« und superficiell überhaupt nicht existirt, vorkommen könnte, wäre nach obiger Anschauungsweise gar nicht zu begreifen.

Andererseits ist die granitähnliche Structur auch keineswegs auf Tiefengesteine beschränkt. Gerade das verbreitetste Ergussgestein der Tertiärformation, der Basalt, zeigt dieselbe in ausserordentlich zahlreichen Fällen, wo in ihm nur »eine Generation von Gemengtheilen« erkannt werden kann. Auch Rosenbusch kommt zu dem Zugeständniss, dass, zuwider seiner Lehre, hier in auffallendster Weise »hypidiomorphe« Structuren verbreitet sind, welche von denjenigen der Tiefengesteine in keiner Weise abweichen (Mass. Gest. 1887. 721); er erklärt dies durch die Basicität des Magmas, bei welchem die Molekularbeweg-

lichkeit noch bei sehr viel niedrigeren Temperaturen erhalten bleibe, weshalb auch bei Oberflächenergüssen und in kleinen Quellkuppen das Innere derselben viel leichter die für Tiefengesteine charakteristischen Formen annehmen müsse, als dies bei saureren Gesteinen der Fall sein würde. Dies zeigt also doch immer, dass für Ergussgesteine die porphyrische Structur mit zwei sog. Generationen nicht allein charakteristisch ist. Sehr interessant sind u. a. die von Bäckström untersuchten, die isländische Basaltformation durchbrechenden grobkörnigen Rhyolithe, »die sich in keinerlei Weise, weder makroskopisch noch mikroskopisch von Graniten und Syeniten unterscheiden, und dennoch auch hinsichtlich des Alters den anderen dortigen Rhyolithen gegenüber keine Sonderstellung einnehmen«. Dabei handelt es sich hier, im Gegensatz zu der obigen, die Basalte betreffenden Erklärung von Rosenbusch, gerade um höchst acide Ergussgesteine. — Sehr viele effusive Diabase besitzen in ganz ähnlicher Weise gar nicht porphyrische, sondern echt gleichmässig körnige Structur, z. B. der seiner Natur als auf dem Festlande geflossener Lavastrom nach nicht zweifelhafte, durch R. Brauns beschriebene von Quotshausen, welcher in ganz unmittelbarer Nachbarschaft von der strickähnlich geformten schlackigen Oberfläche hypidiomorph körnig struirt ist. Weiter mag an die körnige Structur der effusiven Decken von Gabbro in dem bosnischen Flysch und in der Keweenaw Series des Oberen Sees erinnert werden. — O. A. Derby bezweifelt aus geologischen Gründen, dass die brasilianischen Elaeolithsyenit-Blöcke vom Pik Tinguá, trotz ihrer typischen krystallinisch-körnigen Structur Tiefengesteine seien, und hält sie für Bruchstücke von Deckenergüssen, die in einem später fortgeführten Schlackenmantel eingeschaltet gewesen waren (Quart. journ. geol. soc. XLVII. 1891. 256).

Der tendenziösen Theorie von dem wirklichen Beschränktsein der beiden Structuren auf je ein besonderes Lagerungsverhältniss und von der Möglichkeit, das eine Moment durch das andere zu substituiren, muss entschieden entgegengetreten werden, auch weil sie häufig den geologischen Charakter zwangsweise zu missdeuten droht, wie sich dies z. B. bei den Diabasen schon ereignet hat. Cohen und Deecke sagen mit vollstem Recht: »Wenn auch ‚Tiefengesteinen' und ‚Ergussgesteinen' in der Regel — aber auch nur in der Regel — eine bestimmte Structur zukommt, so lässt sich doch unserer Ansicht nach aus letzterer nicht mit irgend welcher Sicherheit auf die Art der Entstehung schliessen; geologisches Auftreten und Structurverhältnisse decken sich nicht derart, wie es in neuerer Zeit vielfach angenommen zu werden scheint« (Mitth. naturw. Ver. v. Neu-Vorpommern und Rügen XXIII. 1891. 12). Michel Lévy, welcher auch 1875 betonte: »les roches granitiques et porphyriques sont souvent deux manifestations d'une seule et même éruption en masse«, hat 1889 (Structures et classification des roches éruptives) die Abhängigkeit der Structuren von der Lagerung sehr energisch bekämpft, z. B. mit den Worten: »il ne nous paraît pas possible de substituer purement et simplement les notions de gisement à la notion contingente et précise de structure«; »il suffit de lire attentivement un quelconque de ses chapitres (der Mass. Gest. von Rosenbusch) pour y rencontrer toutes les struc-

tures et tous les passages dans les gisements les plus divers«; an einer anderen Stelle redet er von der »difficulté que l'on éprouve à porter un diagnostic assuré sur le gisement d'une roche, étant donnée sa structure«.

Wenn mehrfach gesagt worden ist, dass die ophitische Structur für Intrusivmassen charakteristisch und auf diese beschränkt sei, so braucht, um die Unrichtigkeit dieses Satzes darzuthun, nur auf die ausgezeichnete ophitische Structur isländischer oberflächlicher Lavaströme hingewiesen zu werden, welche auch nicht eben übereinstimmt mit der Ansicht von Judd, dass die ophitische Structur da entstehe, wo die geschmolzene Masse sich »in a state of perfect internal equilibrium« befinde, »where there is no kind of movement, whereby strains and tension can be produced in the viscous mass during its consolidation« (Quart. journ. geol. soc. XLII. 1886. 76).

Für die von Rosenbusch den Tiefengesteinen und Ergussgesteinen als coordinirt zugesellte Gruppe der »Ganggesteine«, welche als solche nicht aufrecht erhalten werden kann, ist er auch nicht im Stande, eine irgendwie gemeinsame Structur anzugeben. Bei einem der charakteristischsten Glieder derselben, z. B. dem Kersantit, kommt ebensowohl eine »holokrystallin-porphyrische (mit Wiederkehr der Glimmer-, Augit-, Amphibol-, theilweise auch der Feldspathbildung)«, als eine »hypidiomorph-körnige« (wie sie für die Tiefengesteine bezeichnend sei), als eine »panidiomorph-körnige« Structur vor (vgl. auch S. 639).

Ferner ist noch hervorzuheben, dass die so charakteristische Mikropegmatitstructur sowohl bei Graniten, als bei Granitporphyren, als bei Quarzporphyren auftritt, also bei den Tiefen-, Gang- und Ergussgesteinen von Rosenbusch.

Echt blasige und schlackige, sowie amygdaloidische Structur fehlt bei den normalen Tiefengesteinen und ist auf die Effusivgesteine beschränkt, für welche sie charakteristisch ist. Auch die Fluctuationsstructur wird der Natur der Sache nach sehr häufig bei den letzteren angetroffen. Andererseits aber kann man wohl nicht behaupten, dass den Tiefengesteinen Fluidalerscheinungen gänzlich abgehen; man denke nur an die Elaeolithsyenite oder porphyrartigen Granite mit ihren so oft auf grosse Erstreckung hin parallel gelagerten Feldspathtafeln, worin sich offenbar eine Fluidalstructur ausspricht, während diese Massen doch als plutonisch gelten. Lossen sagt sehr richtig: »Rhyotaxitische (d. h. Fluctuations-) Structuren finden sich als Rand- oder Apophysen-Facies u. dgl. an den vorherrschend eugranitisch struirten Massen und umgekehrt erscheinen Rhyotaxite local innerhalb desselben geologischen Körpers eugranitisch ausgebildet.«

Den grösseren Massen der Tiefengesteine ist die Ausbildung glasiger Modificationen versagt; letztere stellen sich nur in ganz seltenen Fällen bei der Gangform derselben ein und anscheinend auch nur da, wo es sich um basische Massen handelt, z. B. bei den nach Archib. Geikie's Beschreibung (Textbook of geology 1885. 534) ohne allen Zweifel intrusiven Diabas-Sheets an den Salisbury Crags bei Edinburgh. An der Ober- (und Unter-)Fläche effusiver Massen ist dagegen das Auftreten glasiger Erstarrungsgebilde eine ganz gewöhnliche Erscheinung.

Im Allgemeinen scheint bei den plutonischen Gesteinen das gegenseitige

Übergreifen der Bildungszeiten der einzelnen Gemcugtheile viel mehr obzuwalten, als bei den vulkanischen.

(3 und b). Innerhalb einer und derselben geologischen Ablagerungs- und Festwerdungsstätte können sich an gegensätzlichen Orten charakteristische Structurdifferenzen geltend machen. So wird wohl in den inneren Theilen umfangreicher oberflächlicher Lavaströme jene makromere gleichmässig-körnige Structur angetroffen, wie sie sonst den normalen Tiefengesteinen eigen zu sein pflegt, während peripherische Partioen der letzteren hin und wieder porphyrische oder aphanitische Structureu offenbaren, welche für die Ergussgesteine im Allgemeinen charakteristisch sind (vgl. die im vorigen Absatz betonten Verhältnisse). Hierher gehören auch die auf S. 797 als endogene structurelle Contactwirkungen aufgeführten Erscheinungen der Verdichtung oder Schieferigkeit an Salbändern der Gänge, die auf die Oberfläche der Ströme beschränkte Glasführung u. s. w.

Eine merkwürdige abnorme Ausnahme von diesen Regelmässigkeiten erwähnt Fouqué in Comptes rendus Bd. 109. 1889. 5. Aus einem schadhaft gewordenen Wannenofen mit einer Temperatur von 2100°—2200° C. mussten ca. 200000 kg Glasmasse abgelassen werden, die sich in einer Rinne von $\frac{1}{2}$ m Breite stromartig 25 m weit vorschob (die Zusammensetzung der Masse war 73,3 SiO_2, 14,6 CaO, 11,7 Na_2O). 10 m von dem Ofen entfernt zeigte nun ein Durchschnitt des erkalteten Stromes ein amorphes glasiges Centrum und eine entglaste Umhüllung von 0,1 m Dicke, welche vorwiegend aus Wollastonit-Sphaerolithen bestand.

(3 und c). Die einzelnen makroskopischen und mikroskopischen Structurmodalitäten, deren die vulkanischen Ergussgesteine überhaupt fähig sind, finden sich durch die ganze Reihe der Altersabstufungen der letzteren im Allgemeinen ohne Unterschied. Man wird wenigstens schwerlich erweisen können, dass diese oder jene eigenthümliche Structurerscheinung ausschliesslich oder auch nur mit ganz besonderer Vorliebe an vulkanische Ergüsse dieser oder jener geologischen Periode gebunden erschiene, mit der Ausnahme vielleicht, dass mikropegmatitische Verwachsungen im Allgemeinen in den älteren Quarzporphyren ebenso häufig, als in den entsprechenden jüngeren Rhyolithen selten auftreten. Dass sich die compacten Glasformen vorwiegend, die schaumigen (Bimssteine) ausschliesslich bei den neuvulkanischen Lavamassen finden, kommt wohl nur daher, dass solche oberflächlichen Modificationen im Laufe der Zeit bereits von den älteren analogen Ergussmassen hinwoggeführt und zerstört wurden.

(3 und g). Hier wäre die Erscheinung zu verzeichnen, dass da, wo in einer Gegend zahlreiche Gänge eines und desselben Eruptivgesteins aufsetzen, sich manchmal gezeigt hat, dass die schmäleren Gänge ein feineres, die mächtigeren ein gröberes Korn aufweisen, welches somit abhängig erscheint von der Weite der Spalte und der von dem Volumen der Gangmasse beeinflussten Abkühlungsdauer.

(4 und c). Während bezüglich der chemischen Zusammensetzung der in dieser Hinsicht variabeln Mineralgemengtheile sich zwischen Tiefengesteinen und Ergussgesteinen kein allgemeiner Gegensatz geltend machen zu lassen scheint (4 und a), ist an dieser Stelle wohl auch nur zu erwähnen, dass der monokline

Feldspath (Sanidin) in den jüngeren Ergussgesteinen fast immer beträchtliche Mengen von Natron enthält, während der reine, nicht perthitartige Orthoklas der Tiefengesteine und der älteren Ergussgesteine meist nur sehr geringe Quantitäten desselben aufweist.

(5 und a). Dass mit dem Gegensatz von plutonischen und vulkanischen Gesteinen auch Besonderheiten in der Ausbildung der einzelnen Mineralgemengtheile verknüpft sind, ist schon früh aufgefallen. Es gehört dazu vor allem die Beschaffenheit der Feldspathe, welche innerhalb der Tiefengesteine (z. B. Granite, Syenite) in derjenigen trüben und matten Ausbildung vorliegen, die für den orthotomen den Namen Orthoklas herbeiführt, während diese Mineralien als Gemengtheile wenigstens der jüngeren Ergussgesteine mit dem Habitus der »glasigen Feldspathe« versehen sind. In erster Linie scheint allerdings der Contrast im Habitus auf die längere oder kürzere Dauer molekularer Umwandlung zurückgeführt werden zu müssen, aber es ist doch sehr fraglich, ob der granitische Feldspath jemals ein mit dem des trachytischen Sanidins übereinstimmendes Ansehen besessen hat; vielmehr scheint ihm ehemals ein adularähnliches Aussehen eigen gewesen zu sein. — Die primäre Hornblende der Tiefengesteine nimmt in den Schnitten mindestens ebenso häufig grünliche wie bräunliche Töne an, während die der entsprechenden Ergussgesteine sich dann ganz vorwiegend bräunlich, nur selten grünlich erweist. — Rhombische Pyroxene enthalten in den Tiefengesteinen in der Regel fremde Interpositionen in grosser Zahl, welche den Individuen der Ergussgesteine zu fehlen pflegen (vgl. Enstatit, Bronzit, Hypersthen und die auf S. 164 angeführten Ansichten Judd's über das Zustandekommen der »Schillerisation«). — Ein wichtiger Gegensatz liegt noch in der Natur der namentlich von dem Quarz dargebotenen mikroskopischen Interpositionen amorpher Natur; die Quarze der Tiefengesteine pflegen keine glasigen, sondern, abgesehen von den gasigen, nur flüssige Einschlüsse dieser Art zu besitzen, wogegen diejenigen der Ergussgesteine im Allgemeinen sowohl hyaline als liquide Einschlüsse beherbergen (über einen hier entgegentretenden Unterschied bei den verschiedenalterigen Effusivmassen vgl. (5 und c).

(5 und b). Hierher ist vielleicht die Erscheinung zu rechnen, dass in den äusseren Theilen geflossener Massen die Feldspathe oft eine abweichende, an Krystalliten erinnernde Form darbieten; sie sind schilfähnlich zugespitzt, zinnenähnlich terminirt und dismembrirt und zeigen auch eine auffallende Tendenz, sich zu divergentstrahligen, garbenförmigen, eisblumenartigen Aggregaten zusammenzufügen, während die Feldspathe in den inneren Theilen die gewöhnliche Leisten- oder Tafelform und Isolation besitzen. Auch andere Mineralien, wie Olivin, Augit, Magnetit, zeigen in peripherischen Gesteinspartieen manchmal auffallende skelettartige Wachsthumsformen.

(5 und c). Die verschiedenalterigen Ergussgesteine verhalten sich in Bezug auf die habituelle Ausbildung der zusammensetzenden Mineralien nicht ganz übereinstimmend. In den älteren pflegen, einzelne Ausnahmen abgerechnet, die Feldspathe ein Aussehen zu besitzen, welches demjenigen der Tiefengesteine,

z. B. Granit gleicht, während die »glasigen Feldspathe« erst für die tertiären und posttertiären Effusivmassen charakteristisch sind. Ein bemerkenswerther Unterschied waltet aber noch bezüglich der amorphen Inclusionen in den Gemengtheilen ob: den Quarzen der alten Porphyrergüsse fehlen neben Glaseinschlüssen auch solche flüssiger Natur keineswegs, wogegen die Quarze der späteren Rhyolithe fast durchgängig nur Glaseinschlüsse enthalten, und die Fälle, wo in ihnen auch flüssige Interpositionen mit Sicherheit beobachtet wurden, nur eine ganz beschränkte Liste darstellen (vgl. Rhyolith). Hervorzuheben ist noch die auffallende Spärlichkeit von mikroklinisch beschaffenen Kalifeldspathen in den jüngeren Effusionen.

Künstliche Reproduction der Erstarrungsgesteine.

Das erste, aber wohl kaum schon unter bestimmten Gesichtspunkten angestellte Experiment scheint der durch Faujas de St. Fond 1787 auf der Hütte von Creuzot vorgenommene Versuch zu sein: nachdem 300 Pfund dichten Basalts in Fluss gebracht waren, zeigte sich, dass die Masse bei schneller Abkühlung zu Glas erstarrte, bei langsamem Erkalten aber wieder eine steinähnliche Beschaffenheit annahm (Mém. du Mus. d'hist. nat. III. 21). — Von grösserem Belang waren die zu bewussten Zwecken ausgeführten Versuche von James Hall, deren anfängliche Ergebnisse schon 1790 der Royal Society zu Edinburgh vorgelegt wurden, aber zunächst ungedruckt blieben; die im Jahre 1798 angestellten »Experiments on whinstone and lava« erschienen in den Trans. r. soc. of Edinburgh 1805. V. 8. 56; (vgl. auch VI. 79). Zu Ende des vorigen Jahrhunderts war Krystallisation experimentell nur auf nassem Wege bekannt, und die Hutton'sche Theorie, dass die krystallinischen Gesteine aus feuerflüssiger Schmelzung hervorgegangen seien, wurde immer noch mit der Behauptung abgefertigt, dass geschmolzene Materialien bei der Erstarrung nur homogene Schlacken oder glasähnliche Massen zu liefern vermöchten. Hall schmolz in einem Graphittiegel, der dem Feuer eines grossen Reverberir-Ofens ausgesetzt war, Stücke von sog. Whinstone (theils Diabas, theils Basalte aus der Gegend von Edinburgh), Lava aus der Gegend von Catania vom Ätna-Ausbruch 1669, Lava von Sta. Venere am Ätna, doleritische olivinhaltige Lava von Island und erhielt zwar bei rascher Abkühlung eine glasige Masse, bei langsamer aber mehr oder weniger krystallinische Producte, rauh im Bruch, mit zahllosen schimmernden Blättchen durchmengt und mit kleinen Kryställchen in den Blasenräumen. Hall glaubte selbst zu erkennen, dass der Whinstone sich völlig regenerirt, wenn bei der Erkaltung lange eine Temperatur beibehalten wird, welche etwas unter dem Schmelzpunkt liegt. Er beobachtete ferner, dass die natürlichen Whinstones bei einer Temperatur von 38°—55° des Wedgwood'schen Pyrometers schmelzen, ihre Gläser bei 15°—24°, ihre steinigen Erstarrungsproducte bei 31°—45° (das Verhalten der letzteren kommt wahrscheinlich daher, dass sie nicht völlig krystallinisch, sondern noch theilweise glasig waren). Als das für das Krystallinischwerden zweckmässigste Verfahren empfahl er, die

Abkühlungstemperatur von 21° bis 23° des Pyrometers schwanken zu lassen. Zur Schmelzung und Erkaltung der Basalte bediente er sich viel höherer Temperaturen (100° und 60° des Pyrometers) und er erhielt eine porphyroidische Masse, in der er, namentlich in den Hohlräumen, Krystalle von Feldspath und Hornblende zu erkennen glaubte. Blos auf den makroskopischen Befund angewiesen konnte Hall seine Producte nicht weiter untersuchen; 1881 haben Fouqué und Michel Lévy den Inhalt einiger der alten Hall'schen Schmelztiegel als Dünnschliffe untersucht und gefunden, dass darin allerdings meist nur Anfänge der Krystallisation vorhanden sind; das bestkrystallinische, auch dem blossen Auge gegenüber körnelig-steinige Product stammt von einem Whinstone bei Edinburgh, welcher ursprünglich grosse Krystalle von Olivin und Magnetit, Feldspathleisten und Augite enthielt; das Erstarrungsproduct bot skelettähnliche Wachsthumsformen von Olivin, Feldspathmikrolithen, gewöhnlich sphaerolithähnlich zusammengruppirt, und Magnetitkörner dar, enthielt aber noch viel mehr amorphe Substanz als das natürliche Gestein. — Weitere Experimente ähnlicher Art stammen aus jener Zeit von Gregory Watt (Philosoph. Transact. 1804. 279, »Observations on basalt and on the transition from the vitreous to the stony texture which occurs in the gradual refrigeration of melted basalt, with some geological remarks«); er operirte mit grossen Basaltmassen (steigend bis zu 700 Pfund Gewicht); die Schmelzung dauerte in einem Reverberir-Ofen 6 Stunden, die Abkühlung 8 Tage unter einem langsam sich vermindernden Kohle-Mantel. Bei den successiven Producten dieser langsamen Abkühlung entstanden in dem schwarzen Glas hellere strahlige Sphaerolithe, welche an Grösse zunahmen, bis ihr Durchmesser 6 cm erreichte, dann wurde auch die zwischen ihnen befindliche Masse immer mehr körnelig- oder blätterig-steinig.

Wenn nun Versuche dieser Art erst nach vielen Decennien wieder mit Erfolg aufgenommen wurden, so scheint das namentlich daran zu liegen, dass, abgesehen von der langen Zeit unseres Jahrhunderts, in welcher überhaupt der Sinn geologischer Forscher nicht auf solche Gebiete gerichtet war, sich unter dem Eindruck der überaus wichtigen Experimente von Daubrée über die mineralbildende Kraft des überhitzten Wassers, sowie auf Grund der Ausführungen von Delesse und Sorby, die Ansicht herausgebildet hatte, dass Wasserdampf auch in vulkanischen Gesteinen eine hervorragende Rolle bei der Entwickelung der krystallinischen Gemengtheile spiele; diesen aber in das mit geschmolzenen Massen operirende Experiment einzuführen bot technische Schwierigkeiten der allergrössten Art. Auch verzagte man wohl im Hinblick auf die fruchtlosen Versuche von Mitscherlich und G. Rose an der Möglichkeit, Feldspath aus dem Schmelzfluss darzustellen. Als 1866 Daubrée bei seinen Versuchen zur künstlichen Reproduction von Meteoriten den feldspathfreien Lherzolith schmolz, erhielt er »des masses qui reproduisent à s'y méprendre la roche naturelle, avec cette différence que l'on remarque, à la surface et dans l'intérieur, des aiguilles d'enstatite que l'on ne distinguait pas avant la fusion« (doch war Enstatit ein Gemengtheil des natürlichen Lherzoliths); durch Hinzufügung einer gewissen

Quantität von Kieselsäure kann man nach Belieben die Menge des Enstatits vermehren; vgl. Géol. expérim. 1879. 518.

Im Jahre 1878 beginnen nun die für alle Zeit denkwürdigen Versuche von Fouqué und Michel Lévy zur Reproduction gemengter vulkanischer Gesteine »par voie de fusion ignée et par maintien prolongé à une temperature voisine à celle de la fusion« (zusammengefasst in ihrem Werk »Synthèse des minéraux et des roches«, Paris 1882. S. 47). Als Materialien zur Schmelzung bedienten sie sich theils eines künstlichen Gemenges der betreffenden chemischen Gesteinsbestandtheile (Kieselsäure und Thonerde als getrocknete Niederschläge, Carbonate von Kali, Natron und Kalk, kaustische Magnesia, Eisenoxyd), theils eines solchen von natürlichen Mineralien (Mikroklin vom Ain, Oligoklas von Alagnon, Labradorit von Canada, Augit von den Azoren, Leucit vom Vesuv, Olivin aus der Auvergne, Quarz von Madagaskar). Die chargirten Platintiegel von ca. 20 ccm Inhalt wurden auf eine vierfach abweichende Art (»mode opératoire« oder »dispositif«) in dem Leclerc-Forquignon'schen Ofen behandelt, wodurch eine Reihe von abnehmenden Temperaturen erzielt werden konnte. Auf die Einzelheiten des verschiedenen Verfahrens kann hier nicht eingegangen werden; die Wirkungen aber sind folgende:

1) Verfahren. In wenigen Minuten konnte die Schmelztemperatur des Platins erreicht werden; die Temperatur reicht hin, um Olivin, Leucit, Anorthit in eine viscose Masse zu verwandeln, welche bei sehr rascher Abkühlung ganz amorph erstarrt.

2) Verfahren. Eisen und Stahl schmelzen leicht, ebenso alle Feldspathe (mit Ausnahme des Anorthits) und alle Bisilicate.

3) Verfahren. Stahl wird nur erweicht, aber Kupfer schmilzt sehr leicht; man ist auf der Grenze zwischen der Schmelzbarkeit des Labradorits und Oligoklases; Pyroxen kann noch vollständig verflüssigt werden, ebenso Nephelin.

4) Verfahren. Kupfer schmilzt noch, aber schwierig. — Bei den drei ersten Verfahren befindet sich der Tiegel in Weissgluth, bei dem letzten blos in heller Rothgluth.

Wenn man das Material mit dem Verfahren Nr. 1 schmilzt und die Schmelzmasse rasch abkühlen lässt, so erhält man ein isotropes, oft blasiges Glas. Doch ist für Mischungen, welche die Elemente von Pyroxen, Enstatit oder Melilith enthalten, eine rasche Abkühlung nothwendig, um diese Mineralien am Auskrystallisiren zu verhindern; auch der Nephelin krystallisirt sehr leicht aus. Die Feldspathe dagegen besitzen eine grosse Tendenz, langsam aus dem viscosen Zustand in den krystallinen überzugehen und bedürfen daher verlängerter Abkühlung.

Die Methode zur Darstellung der gewünschten künstlichen Gesteinsgemenge beruht auf dem schon von James Hall ermittelten Satz, dass die Schmelztemperatur eines krystallisirten Minerals im Allgemeinen höher ist, als die des daraus hervorgehenden Glases. Wenn man daher während genügend langer Zeit ein solches Glas einer Temperatur aussetzt, welche etwas höher ist als diejenige seiner Erweichung und wenig unter dem Schmelzpunkt des Minerals liegt, so sind

günstige Bedingungen geboten für die Entstehung der beabsichtigten Molekulargruppirungen innerhalb des viscosen Magmas.

Die Krystallisation des Leucits, Anorthits, Olivins, Magneteisens und Picotits gelingt bei der Temperatur des Verfahrens Nr. 2. Der Labradorit, Oligoklas, Augit, Enstatit und Hypersthen scheiden sich ebenso wie Picotit und Magneteisen aus bei Anwendung des Verfahrens Nr. 3. Dieselben Mineralien, ausserdem der Nephelin, Melilith und Melanit werden auch noch bei heller Rothgluth erzeugt (Verfahren Nr. 4).

Folgendes sind einige der Hauptresultate:

Oligoklas-Augitgestein (sog. Andesit) wurde erhalten mit normaler trachytähnlicher Structur durch Schmelzen eines Gemenges von 4 Theilen Oligoklas und 1 Theil Augit. Die Abkühlung dauert 3 Tage mit dem Verfahren Nr. 3. Die nach dem Albitgesetz verzwillingten Oligoklase sind im Mittel 0,25 mm lang, 0,015 mm dick; die blassgelben Augite messen ungefähr 0,06 mm in der Länge, 0,02 mm in der Dicke. Einige Magnetitoktaëder haben sich ausgeschieden. — Wird anstatt des 1 Theils Augit 1 Theil Hornblende genommen, so entsteht ein ganz ähnliches Gestein, indem die Hornblende aus dem Schmelzgemisch als Augit krystallisirt.

Labradorit-Augitgestein wurde auf ganz analoge Weise erhalten.

Basalt. Als Material diente ein schwarzes homogenes Glas, dessen Zusammensetzung derjenigen eines olivinreichen Basalts entsprach, ungefähr 6 Olivin, 6 Labradorit, 2 Augit. Die Operation zerfiel in 2 Acte: der erste dauerte 48 Stunden unter Anwendung des Verfahrens Nr. 2 (oberhalb des Schmelzpunktes von Pyroxen und Labradorit), darauf wurde noch weitere 48 Stunden operirt unter Verfahren Nr. 3. Während des ersten Actes bildeten sich Krystalle von Olivin (auch einige Wachsthumsformen des Minerals) von durchschnittlich 0,5 mm Länge, 0,2 mm Breite mit allen morphologischen und optischen Eigenschaften der natürlichen, auch Oktaëder von Magnetit und durchscheinendem dunkelbraunem Picotit. Während des zweiten Actes schieden sich Labradorite aus (0,15 $\times$ 0,3 mm), verlängert in der Richtung der Kante $P:M$, verzwillingt nach dem Albitgesetz, mit einer Maximalauslöschung von 30°, ausserdem kurze Augitprismen (0,05 $\times$ 0,025 mm), sowie einiger Magnetit und Picotit. Eine kleine Menge von Substanz fiel amorph aus. Bemerkenswerth ist die Entstehung des Magnetits während beider Phasen.

Nephelinit. Ein Gemenge von 3 Theilen Nephelin und 1,3 Th. Augit, geschmolzen und 2 Tage lang nach dem Verfahren Nr. 4 behandelt, ergab eine Combination von Nephelin, in gedrungenen hexagonalen Prismen (0,02 mm) und grünlichgelben Augitprismen; der Augit krystallisirt nach dem Nephelin.

Leucitit. Das benutzte Gemenge war aus 9 Theilen Leucit und 1 Theil Augit zusammengesetzt; die Schmelze wurde 3 Tage unter dem Verfahren Nr. 2 erhalten; die entstandenen Leucite (ca. 0,06 mm dick) waren etwas abgerundet, und zeigten die übliche Zwillingsbildung; die sehr verlängerten grünlichen Augitprismen umgeben mit einigen Magnetitkörnchen, die Leucite kranzartig tangential,

einige Augitprismen sind auch radial darin eingewachsen. Stellenweise hat sich ein wie der Augit gefärbtes Glas gebildet. Glaseinschlüsse liegen auch im Leucit an seiner Peripherie.

Leucittephrit. Ein Gemenge von Kieselsäure, Thonerde, Kali, Natron, Magnesia, Kalk und Eisenoxyd, entsprechend ungefähr 8 Theilen Leucit, 4 Labradorit, 1 Augit wurde geschmolzen und 2 Tage lang unter dem Verfahren Nr. 2, dann ebensolange unter demjenigen Nr. 4 gehalten. Das Product bestand aus Leucitkrystallen, Labradorit, grünem Augit und Magnetit. Während des ersten Actes bildeten sich die Leucite und grösseren Magnetitkörner (0,01 mm); in diesem Stadium scheidet sich noch keine Spur von Labradorit aus; dieser, sowie der Augit und kleinere Magnetitkörner (0,003 mm) krystallisiren während des zweiten Actes. Übrigens geht die Ausscheidung zahlloser kleiner Augitmikrolithen auch schon unmittelbar vor sich, wenn die blos dem Verfahren Nr. 2 unterworfene Schmelze rasch gekühlt wird.

Lherzolith wurde auf übereinstimmende Weise erhalten, wie es Daubrée gelungen war; das durch verlangsamte Abkühlung erhaltene Product zeigte den Olivin, Enstatit (in gedrungenen Prismen, nicht in langen Nadeln), Pyroxen und Picotit; der Unterschied von dem natürlichen Gestein bestand nur darin, dass der Picotit keine unregelmässigen Partieen, sondern Oktaëder bildete und die Gemengtheile Glaseinschlüsse enthielten.

Anorthit-Augitgestein mit ophitischer Structur. Hier handelte es sich darum, leistenförmige Plagioklase zuerst zur Ausscheidung zu bringen, zwischen denen dann später festwerdende und daher xenomorphe grössere Augite sich ausbilden sollten. Das Experiment ist mit Labradorit und Oligoklas schwierig, weil es nicht leicht ist, die Temperatur so zu regeln, dass diese Plagioklase krystallisiren, während der Augit noch flüssig bleibt. Es gelang aber mit einem Gemenge sowohl von 1 Theil Anorthit und 2 Augit, als von 1 Anorthit und 1 Augit. Indem 4 Tage lang das Verfahren Nr. 2 angewandt wurde, entstand der Anorthit in durchschnittlich 0,4 mm langen Krystallen, mit einer Auslöschungsschiefe bis zu 45°, verzwillingt nach dem Albitgesetz und bisweilen nach dem Bavenoer Gesetz; durch weitere viertägige Anwendung des Verfahren Nr. 3 erstarrten, die gewünschte Structur liefernd, dazwischen grössere Augite mit einem mittleren Durchmesser von 0,75 mm. Beide Mineralien schliessen Magnetit- und Picotitoktaëderchen ein. Wurde statt des Verfahrens Nr. 3 dasjenige Nr. 4 angewandt, so entstand durchgängig keine eigentlich ophitische Structur, indem der Augit nicht in grösseren individualisirten Massen, sondern als mikrolithische Aggregate fest wurde; nur in den stärkst erhitzten Theilen kam die ophitische Structur zu Stande.

So ist es also diesen überaus wichtigen Versuchen gelungen, eine Anzahl von Mineralcombinationen künstlich darzustellen, welche dieselben Gemengtheile und übereinstimmende Structur zeigen, wie sie von natürlichen Eruptivgesteinen dargeboten werden und wobei jene Mineralien auch hier wie dort identische Zwillingsbildung und analoge Mikrostructur offenbaren. Alle diese Resultate

wurden erhalten durch eine einfache trockene Schmelzung, ohne Mitwirkung von Wasserdampf oder anderen Gasen.

Höchst bemerkenswerth sind auch die von Fouqué und Michel Lévy mitgetheilten negativen Resultate ihrer Experimente. Vergeblich haben sie versucht, aus dem Schmelzfluss Gesteine mit Quarz, Orthoklas, Albit, Muscovit, Biotit oder Amphibol künstlich zu reproduciren; »ces expériences négatives prouvent que les roches naturelles à ces minéraux semblent s'être formées d'une autre façon que par la voie ignée pure«.

Während bei den vorstehenden Ergebnissen diejenigen Mineralien, welche zusammengeschmolzen waren, auch als solche wieder herauskrystallisirten, erhielten Fouqué und Michel Lévy bei ferneren Versuchen das Resultat, dass andere Mineralverbindungen entstanden als zusammengefügt waren. Schon oben wurde erwähnt, dass durch Zusammenschmelzen eines Gemenges von 10 Theilen Oligoklas und 1 Theil Hornblende eine Combination von Oligoklas und Augit sich herausbildete. — Wenn, wie oben angeführt, der Versuch Nephelinit zu erzeugen bei einem Gemenge von 3 Th. Nephelin und 1,3 Augit gelang, so bildet sich bei einer Verminderung der Dosis von Augit das letztere Mineral nicht wieder heraus: 10 Th. Nephelin auf blos 1 Augit ergab eine Combination schöner Nephelinkrystalle, kleiner hellmeergrüner Spinelloktaëder und brauner isotroper Rhombendodekaëder von Melanit. — Schmilzt man das aus Skapolith und Amphibol bestehende Gestein von Ödegarden in Norwegen, so erstarrt die Schmelze zu einem Gemenge von Labradorit und Augit, worin sich ausser einigen Magnetitkörnern auch etliche Individuen von Melilith finden. — Auch der Skapolith für sich formt sich in Labradorit um. — Beim Schmelzen eines Gemenges von 4 Theilen Mikroklin und 4,8 Biotit (zusammen 2,00 Kieselsäure, 0,85 Thonerde, 0,40 Eisenoxyd, 1,05 Magnesia, 0,50 Kali) wurde ein krystallinisches Aggregat erhalten, bestehend aus Leucit, Olivin, Melilith und Magneteisen. — Nach Doelter zerfallen sämmtliche Granaten durch Schmelzung in andere Mineralien, namentlich Meionit und Melilith, Anorthit, Kalk-Olivin, Kalk-Nephelin, ferner Eisenglanz und Spinell (N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 158). — Bourgeois schmolz die Bestandtheile des Grossulars und es erstarrten Anorthit und Melilith.

Ergebnisse weiterer Versuche betreffs der Gesteinsreproduction wurden von Doelter in Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 389 kurz mitgetheilt. Darnach lieferte umgeschmolzenes Gestein vom Capo di Bove (in der Regel aus Leucit, Augit, Melilith, Nephelin, Magnetit, Biotit bestehend) »eine vollkommen krystallinische Masse aus Leucit, Augit, Magnetit, ohne Melilith. Das Product aus den nach Rammelsberg's Analyse gemengten chemischen Bestandtheilen derselben Lava ergab ein aus viel Plagioklas, Augit, Magnetit und wenig Glas bestehendes Gemenge ohne Leucit« (in diesem Falle erhebt sich wohl die Frage, wo denn das Kali des Leucits verblieben sein mag). »In einem dritten Falle wurde ein tephritisches Product erhalten. Ähnliches ergab sich bei der Nachahmung eines Nephelinits von den Capverden; es wurde Tephrit erhalten. Limburgit ergab unter ähnlichen Verhältnissen Feldspathbasalt. Ein Nephelinbasalt ergab bei einem

Versuche ein tephritisches, bei einem zweiten Versuche dagegen ein dem ursprünglichen Gesteine ähnliches Product.« Eine Masse, welche die Zusammensetzung des Augitandesits besass, wurde durch die Umschmelzung von Eklogit erhalten.

Durch Fouqué und Michel Lévy wurden später auch Versuche gemacht, Wasser in der Rothgluth einwirken zu lassen. Ein Tiegel von beträchtlicher Wandstärke und 10 mm innerem Durchmesser aus einer Legirung von Platin mit 10 % Iridium wurde beschickt mit 3 g feingepulvertem Glas aus Granit und 1,5 g dest. Wasser, und 1 Monat bei heller Rothgluth im Perrault'schen Ofen gehalten. Das Wasser war verschwunden, der pulverige Inhalt in eine feste blasige Masse verwandelt, in welcher u. d. M. Magnetit, Orthoklas (0,06 mm lang) und Biotit erkannt wurden (Comptes rendus CXIII. 1891. 283; ob auch eine amorphe Substanz verblieb oder entstand, wird nicht angeführt); sie erblicken hierin die Reproduction eines Glimmertrachyts.

Classification.

Die beiden hauptsächlichsten Gesichtspunkte, nach denen eine Classification und Nomenclatur der Eruptivgesteine am zweckmässigsten vorgenommen wird, sind zunächst die mineralogische Zusammensetzung und die Structur, beides Momente von positiver Art, unabhängig von jeder Hypothese, an jedem isolirten Handstück festzustellen. Als weiteres Eintheilungsprincip kann dann auf denjenigen Gebieten, auf denen es sich als nützlich oder durchführbar erweist, das geologische Alter eintreten.

Rosenbusch sagt (Mass. Gest. 1887. 5), es ergebe sich, dass »eine natürliche Systematik der Eruptivgesteine in erster Linie die geologische Erscheinungsform, als für Structur und Mineralbestand bestimmend, betonen muss«. Fasst man zunächst das Ende dieses Satzes ins Auge, so kann die Richtigkeit desselben nicht zugestanden werden, denn es ist nicht einzusehen, dass und wie die geologische Erscheinungsform auf den Mineralbestand von bestimmendem Einfluss sein soll. Treten doch dieselben Mineralcombinationen ganz übereinstimmend bald als Tiefen-, bald als Ergussgesteine auf. Rosenbusch gibt dies auch theilweise vorher selbst zu in den Worten (a. a. O. 3): »eine Abhängigkeit des chemischen und mineralogischen Bestandes eines Eruptivgesteins von seiner geologischen Erscheinungsform scheint in voller Strenge und Allgemeinheit nicht zu bestehen« — wo der Zusatz »in voller Strenge und Allgemeinheit« wohl nur zur Ebenung des Weges für die weitere Deduction eingefügt worden ist. Denn wenn nun versucht wird, »derlei bis zu einer gewissen Grenze allerdings vorhandene gesetzmässige Beziehungen« wirklich namhaft zu machen, so wird zuerst eine Angabe vorgehalten, die gar keine absolute, sondern nur eine relative Bedeutung hat, die nämlich, dass die effusiven Massen reicher an Kieselsäure, ärmer an Alkalien u. s. w. seien, als die sonst mineralogisch entsprechenden plutonischen. Wenn dann ferner zur Erhärtung der supponirten Abhängigkeit darauf

hingewiesen wird, dass sich der Muscovit auf die plutonischen, der Leucit auf die neuvulkanischen Massen beschränkt erweist, gewisse Mineralien in den plutonischen Gesteinen einen anderen Habitus darbieten, als in den vulkanischen, so sind dies nur contrastirende Details, deren Aufzählung die Frage, worin denn nun eigentlich das »Bestimmtwerden des Mineralbestandes durch die geologische Erscheinungsform« beruhe, ganz ungelöst lässt. Die vermeintliche Abhängigkeit existirt eben nicht. Sie wird auch nicht begründet durch den ferneren Hinweis darauf, »dass die Associationsgesetze für die gesteinsbildenden Silicate durchaus andere sind in den eruptiven Massen und in den krystallinen Schiefern«; denn an dieser Stelle kommt es gar nicht auf den Gegensatz zwischen den ersteren und den letzteren, sondern auf die gegensätzlichen geologischen Erscheinungsformen innerhalb der erstgenannten Kategorie der eruptiven Massen an. — Dass die geologische Erscheinungsform eines Eruptivgesteins im Allgemeinen von Einfluss auf dessen Structur sei, ist eine altbekannte Thatsache, welche aber für die vorliegende Frage deshalb ohne Bedeutung bleibt, weil die Structurverhältnisse sich ohnehin an dem Wettstreit um Zuerkennung der ersten classificatorischen Rolle nicht betheiligen.

So vollzieht nun Rosenbusch in seinen »Massigen Gesteinen« die Gruppirung zuvörderst in 1. Tiefengesteine, 2. Ganggesteine, 3. Ergussgesteine, welche dann weiterhin hauptsächlich nach dem Mineralbestand gesondert werden. Es soll hier nicht mehr darauf eingegangen werden, dass die Classe der Ganggesteine nicht als eine mit den beiden übrigen coordinirte angesehen werden kann (S. 638). Die erste und die letzte Classe entspricht dem altbekannten Gegensatz zwischen plutonischen bez. vulkanischen Gesteinen.

Wenn sich nun die Frage erhebt, ob in der That diese geologische Erscheinungsweise (auch unter Cassirung der Ganggesteine als solcher) zur Zeit als oberstes Eintheilungsprincip aufgestellt werden muss oder kann, so ergibt sich eine Anzahl von Momenten, welche der Bejahung derselben Schwierigkeiten bereiten:

a) In erster Linie ist zu betonen, dass diese als Basis erwählte genetisch-geologische Erscheinungsform im Grunde genommen doch weiter nichts als eine structurelle, im übrigen aber ganz hypothetischer Natur ist (vgl. auch Lagorio, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 528); die Classification beruht thatsächlich auf dem in seiner Ausschliesslichkeit nicht zu adoptirenden Satz, dass einerseits Tiefengesteinsnatur und gleichmässig-körnige (»hypidiomorph-körnige«) Structur, andererseits Ergussgesteinsnatur und porphyrische Structur sich vollkommen decken und gibt sich dem Kreisschluss hin: weil ein Gestein zu dieser geologischen Gruppe gehört, deshalb hat es diese bestimmte Structur, und weil es diese bestimmte Structur hat, deshalb gehört es zu dieser geologischen Gruppe. — Das beste Beispiel gegen dieses Princip liefert der Diabas; für ihn anerkannte Rosenbusch in der 2. Auflage seiner Massigen Gesteine den eclatanten Conflict zwischen einerseits seiner Lagerungsform und Tuffbegleitung, andererseits der damit gemäss der aufgestellten Theorie vielfach gar nicht passenden Structur. Da der

Diabas als solcher nun aber in eine der beiden aprioristisch aufgestellten systematischen Reihen untergebracht werden musste, so gerieth er, indem zuwider dem Princip dennoch grösseres Gewicht auf die Structur als auf die oftmalige augenscheinliche Ergussform gelegt wurde, unter die Tiefengesteine, mit Hervorhebung einer besonderen Stellung, die er hier einnehme. Später ist Rosenbusch mehr geneigt geworden, den Diabas unter die Ergussgesteine aufzunehmen. Die Sache liegt so, dass dasjenige, was man auf Grund seiner mineralischen Zusammensetzung und nicht-porphyrischen Structur Diabas nennt, hier ein Tiefengestein, dort ein Ergussgestein darstellt.

b) Für eine ganze Menge von Vorkommnissen, welche mineralogisch, structurell und chemisch endgültig untersucht werden können, ist die Zurechnung zu den Tiefen- oder Ergussgesteinen überhaupt zur Zeit nicht mit Sicherheit durchzuführen. Hier ergeben sich auf Schritt und Tritt Schwierigkeiten, die dadurch, dass z. B. alles dasjenige, was als körniges Gestein erscheint, nun einfach zu den Tiefengesteinen gerechnet wird, nur scheinbar gelöst werden. Jedermann weiss, wie schwer es oft ist, zu unterscheiden, ob ein Gestein ein intrusives Lager (Glied eines Tiefengesteins) oder eine auf Sedimenten aufruhende und von ihnen überlagerte Effusivdecke darstellt. Diese Frage müsste aber erledigt werden, bevor nach der in Rede stehenden Classification zur Benamsung des Gesteins geschritten werden kann; denn im ersteren Falle hätte es eine andere Benennung zu erhalten als in dem letzteren, wenn auch die mineralische Zusammensetzung und Structur in beiden Fällen übereinstimmt.

c) Mit dem Vorstehenden hängt zusammen, dass eine ausserordentliche Menge von Vorkommnissen seine alleroberste und erste Classification gar nicht auf Grund von erkannten Thatsachen sondern vermittels blosser Analogieschlüsse erfährt. Nach dem von Rosenbusch vorgeschlagenen Verfahren wird ein irgendwo anstehend gefundenes, richtungslos struirtes, makroskopisch gleichmässig körniges Gemenge von Feldspath, Glimmer und Quarz in erster Linie zu den Tiefengesteinen gezählt, nicht etwa weil bei ihm dieser geologische Charakter wirklich festgestellt ist, sondern weil so und so viele übereinstimmende Gesteine denselben mit mehr oder weniger Sicherheit besitzen. Ja, insofern die petrographische Definition Granit für dieses Vorkommniss wieder zunächst von seiner angenommenen Zugehörigkeit zu den Tiefengesteinen abhängig ist, steht seine ganze Benamsung auf völlig schwankendem Grunde.

d) Unserer gesammten petrographischen Nomenclatur ist dasjenige genetisch-geologische Moment, welches gemäss dem in Rede stehenden Classifications-Vorschlag damit verknüpft werden soll, vollständig fremd, auf den genetischen Contrast zwischen Tiefengesteinen und Ergussgesteinen ist sie überhaupt nicht eingerichtet. Historisch liegt die Sache so, dass man z. B. Granit ein richtungslos struirtes, gleichmässig körniges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer genannt hat, ohne damit etwas über seine geologische Erscheinungsform aussagen zu wollen, und ebenso verhält es sich mit dem Namen Diabas. Dasselbe Princip, einen neuen Gesteinsnamen zu begründen auf eine neuerkannte Mineralcombination

oder Structur, ohne besondere Abhängigkeit von der geologischen Rolle, ist bis in die letzte Zeit maassgebend geblieben (z. B. Foyait, Dunit, Pikrit). Wenn es nun im Verlauf erkannt wurde, dass die Granite grösstentheils geologisch zu der Abtheilung der plutonischen oder Tiefengesteine gehören, so darf man nicht vergessen, dass der anfängliche und bisher festgehaltene Begriff »Granit« davon nichts weiss.

Nur wenn es wahr wäre, dass eine bestimmte mineralogische Zusammensetzung und Structur allemal auch nur mit einer geologischen Erscheinnngsform verbunden sei, könnte das angedeutete Verfahren, welches die bisherigen Namen in die eine oder andere der durch letztere bedingten Classen vertheilt, als erlaubt gelten. Dio Namen würden zwar durch diese Einordnung mit einer Bedeutung versehen, welche ihnen ursprünglich fremd ist, aber es würde doch nicht wider die Natur der Sache gehandelt, und zwar ein neuer aber nicht nngerechtfertigter Sinn untergeschoben. Nun ist aber jene Voraussetzung thatsächlich nicht zutreffend, auch schon a priori gar nicht wahrscheinlich, da, wie gesagt, die ganze historische Entwickelung der Nomenclatur auf geologische Erscheinungsform überhaupt keine Rücksicht genommen hat. Hier liegt die Gefahr nahe, dass um der formellen Durchführung der Classification willen berechtigte Zweifel bezüglich der geologischen Rolle unterdrückt, unberechtigte Annahmen gemacht, Möglichkeiten für Gewissheiten ausgegeben werden. Eine gewaltige Verwirrung in den Begriffen würde ja einkehren, eine neue Nomenclatur ersonnen werden müssen, wenn es sich herausstellt, dass eine so und so zusammengesetzte Masse, welche jetzt einen Namen trägt, hier als Tiefengestein, dort als Ergussgestein auftritt: der eine Name könnte unmöglich für beide geologische Formen beibehalten werden. Dass dies nicht etwa ein erst in der Znkunft zu befürchtendes Ereigniss, sondern eine in der Gegenwart bereits vorliegende Thatsache ist, zeigt die Gruppe der Diabase und Elaeolithgesteine.

Iu Übereinstimmung mit Vorstehendem sagt auch Michel Lévy, indem er sich gegen die erste Classification nach dem geologischen Auftreten wendet: »Les conditions de gisement nous paraissent en relations trop complexes avec les facteurs de la cristallisation pour pouvoir être substituées, comme entrée de classification, à la notion plus précise et toujonrs présente de la structure des roches« (Roches éruptives 1889. 10).

Für die mineralogische Gruppirung der Massengesteine sind zur Zeit folgeude Erwägungen maassgebend (vgl. die Tabelle auf S. 834 und 835).

In der weitaus allergrössten Mehrzahl derselben spielen Feldspathe und andere feldspathähnliche Silicate (wie Nephelin, Leucit, Melilith) eine Hauptrolle und so scheint es am natürlichsten, die Classification der hierher gehörigen Gesteine auf die Natur dieser Mineralien zu begründen, was zugleich der bestehenden Nomenclatur entspricht. Diese Bestrebungen gehen schon auf das Jahr 1841 (Abich, Vulk. Erschein. 6) zurück und wurden dann insbesondere durch Gustav Rose gefördert.

Was die eigentlichen Feldspathe anbetrifft, so zerfallen dieselben

bekanntlich krystallographisch in monokline (Orthoklas) und trikline (Mikroklin und Plagioklase). Darnach hat man nun bis in die neuere Zeit hinein (indem man über die von dem Mikroklin gespielte Rolle hinwegsah) Orthoklas- und Plagioklasgesteine von einander unterschieden; doch ist es inzwischen, auch auf Grund des geologischen Verbandes und der gegenseitigen Association der einzelnen Feldspathe als zweckmässiger hervorgetreten, bei der Sonderung nicht einseitig das krystallographische Moment zu betonen, sondern mehr der chemischen Zusammensetzung Rechnung zu tragen und die Feldspathgesteine darnach einzutheilen einerseits in solche mit Alkalifeldspath, wozu dann ausser denjenigen mit vorwaltendem Orthoklas, auch die mit vorwaltendem Mikroklin, Anorthoklas und eventuellem Albit gehören, andererseits in solche mit Kalknatronfeldspath, Natronkalkfeldspath (welche Namen am Ende durcheinander gebraucht werden können) und Kalkfeldspath, worunter dann solche mit Plagioklasen, die nicht Albit sind, fallen, nämlich mit Oligoklas, Andesin, Labradorit, Bytownit, Anorthit. — In früherer Zeit glaubte man die Gruppe der Plagioklasgesteine noch nach der speciellen Natur des Plagioklases in Oligoklas-, Labradorit-, Anorthitgesteine sondern zu können (z. B. J. Roth, Gesteinsanalysen 1861; F. Z., Lehrb. d. Petrographie, 1. Aufl. 1866. I. 441). Namentlich die Anerkennung der Richtigkeit von Tschermak's Feldspaththeorie liess dies Verfahren als wenig angemessen erscheinen und so wurde es schon 1873 bei einem Eintheilungsversuch von F. Z. (Mikroskop. Besch. d. Min. u. Gest. 290) verlassen, während eine Stelle in der 1. Aufl. der Massigen Gesteine von Rosenbusch (S. 238) den Anschein erweckt, als ob dies zuerst 1877 von ihm geschehen sei.

Die Gesteine mit Alkalifeldspath und diejenigen mit Kalknatronfeldspath verhalten sich in sofern etwas anders, als die Gegenwart oder Abwesenheit von Quarz für die ersteren von grosser, für die letzteren von weit zurücktretender Bedeutung ist. Die grossen Ablagerungen der Alkalifeldspathgesteine pflegen regelmässig durch ihre ganze Masse hindurch entweder quarzhaltig oder quarzfrei zu sein, so dass dieser Gegensatz hier vor allem eine classificatorische Rolle spielt und weitere speciellere Unterabtheilungen erst nach der Natur der den Alkalifeldspath begleitenden anderen Mineralien erfolgen; wogegen geologisch einheitliche Massen von Plagioklasgesteinen selbst von viel kleineren Dimensionen hier Quarz in grösserer, dort in ganz geringer Menge führen, dort desselben ganz ermangeln, so dass auf diesem Gebiet eine in erster Linie vorgenommene Sonderung nach dem Dasein oder Fehlen dieses Minerals eine Zerreissung des natürlich Zusammenhängenden bedeuten würde und oft dann um so schwerer fällt, wenn es unsicher ist, ob der Quarz sämmtlich oder theilweise als primär oder secundär zu gelten hat.

Für die Gesteine mit Kalknatronfeldspath gibt es aber ein anderes Moment, welches sich zu einer weiteren Sonderung empfiehlt: es ist das vorwaltende Begleitetsein des Plagioklases von einem Glied der Magnesia-Eisen-Silicate und darnach pflegt man diese Gesteine zunächst in solche mit Hornblende, solche mit

Structur	Alter		mit vorwiegendem Alkalifeldspath			mit vorwiegendem Kalknatronfeldspath					
			mit Quarz	ohne Quarz		ohne Nephelin oder Leucit					
				ohne Nephelin	mit Nephelin oder Leucit	mit Hornblende		mit Biotit			mit
						mit Quarz	ohno Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	mit rhomb. Pyroxen	mit ohne Olivin
gleichmässig körnig nicht-porphyrisch (vorwiegend plutonische Gesteine)	jeden Alters		Granite	Syenite (Hornblende-syonit Glimmer-syenit Augit-syenit)	Elaeolith-syenit Cancrinit-Aegirin-syenit Sodalith-syenit Litchfieldit Leucit-Elaeolith-syenit Borolanit	Quarz-Hornblende-diorit	Hornblende-diorit	Quarz-Glimmer-diorit	Glimmer-diorit Kersantit	Norit Olivinnorit	Diabas Quarzdiabas (Proterobas Leukophyr Salitdiabas Enstatit-diabas) Uralitdiabas Epidiabas Ophit Teschenit
porphyrisch und glasig (vorwiegend vulkanische Effusiv-Gesteine)	vortertiär (palaeo-vulkanisch)	porphyrisch (nicht-glasig)				Dioritischer Plagioklasporphyrit					
			Granit-porphyr Quarz-porphyr Felsit-porphyr Quarz-keratoph. Felsitfels	Quarz-freier Orthoklas-porphyr (Rhomben-porphyr) Keratophyr Syenit-porphyre Minette Vogesit Syenit-aphanit	Elaeolith-Syenit-porphyr (Liebene-ritporphyr) Leucit-syenitpor-phyr	Quarz-Hornblende-porphyrit	Hornblende-porphyrit Camptonit	Quarz-Glimmer-porphyrit	Glimmer-porphyrit	Norit-porphyrit	Diabasischer Plagioklas-porphyrit Diabas-porphyrit Augit-porphyrit Uralit-porphyrit Diabas-aphanit Diabas-mandelstein Variolit
		glasig und halbglasig	Felsit-Pechstein			Glasige und halbglasige Ausbildung derselben					
	tertiär und posttertiär (neo-vulkanisch)	porphyrisch (nicht-glasig)	Rhyolith	Trachyte (Horn-blendetr. Glimmer-trachyt Augittr.)	Phonolith Haüyn-trachyt Leucit-phonolith Leucit-trachyt	Quarz-propylit Dacit (Pantellerit)	Propylit Hornblende-andesit	Glimmerandesit		Enstatit-andesit Hypersthen-andesit Hypersthen-basalte Pyroxenandesit	Augit-andesit Quarz-Augit-andesit
		glasig und halbglasig	Obsidiane, Bimssteine, Pechsteine, Perlite		Glas-glieder	Obsidiane, Bimssteine, Pechsteine					

und Kalkfeldspath						ohne eigentlichen Feldspath					
		mit Nephelin		mit Leucit		mit Nephelin		mit Leucit		mit Melilith	auch ohne feldspathähnliche Gemength.
Pyroxen		mit Olivin	ohne Olivin	mit Olivin	ohne Olivin	mit Olivin	ohne Olivin	mit Olivin	ohne Olivin		Olivingesteine:
Augit	mit Diallag										
mit Olivin											
Olivindiabas	Gabbro Olivingabbro	Therolith					Ijolith				Dunit Pikrit Wehrlit Enstatit-Olivingest. Lherzolith Amphibol-Olivingest. (Cortlandtit) Biotit-Olivingest. Pyroxengesteine: Pyroxenit Websterit
Melaphyr		Monchiquit									
Dolerit Anamesit Feldspathbasalt	Diallagandesit	Nephelinbasanit	Nephelintephrit	Leucitbasanit	Leucittephrit	Nephelindolerit Nephelinbasalt	Nephelinit	Leucitbasalt	Leucitit	Melilithbasalt	mit Olivin: Magmabasalt Verit
Basaltobsidian, Tachylyt, Hyalomelan u. s. w., Bimssteine											ohne Olivin: Augitit

Biotit, mit rhombischen Pyroxenen, mit monoklinem Augit oder mit Diallag einzutheilen. Eine weitere Auseinanderhaltung tritt dann bei gewissen dieser Felsarten noch nach dem Gehalt an Quarz oder Olivin ein. Die kieselsäureärmeren Glieder der ganzen Reihe sind es, für welche die Anwesenheit oder Abwesenheit des Olivins in einer ähnlichen Weise classificatorisch zur Geltung kommen kann, wie für die kieselsäurereicheren Glieder diejenige des Quarzes.

Die feldspathähnlichen Silicate, welche nach der Art und Weise, wie sie in den Gesteinen vorzukommen pflegen, sich offenbar als Vertreter der eigentlichen Feldspathe darstellen, sind vorwiegend Nephelin, Leucit und Melilith. Es gibt nun einerseits Gesteine, in denen Alkalifeldspath mit Nephelin oder Leucit oder mit beiden combinirt erscheint, und diesen ist hinter den Alkalifeldspathgesteinen ihre Stelle angewiesen (eine Combination von Alkalifeldspath mit Melilith ist nicht bekannt). Andererseits sind auch Kalknatronfeldspathe mit Nephelin oder Leucit associirt, und die so hervorgehenden Glieder finden in entsprechender Weise ihren Platz hinter den reinen Kalknatronfeldspath-Gesteinen (auch hier ist eine Combination dieser Plagioklase mit Melilith nicht bekannt). Daran reihen sich schliesslich diejenigen Nephelin-, Leucit- und Melilithgesteine, in denen diese Mineralien überhaupt ohne Begleitung von Feldspathen auftreten. — Innerhalb der einzelnen Gruppen kommt es, ausser diesen Verhältnissen, dann noch weiter auf die Anwesenheit oder Abwesenheit von Olivin an.

Die kleine Gruppe von Gesteinen, in denen überhaupt weder ein eigentlicher Feldspath noch ein feldspathähnliches Mineral eine Rolle spielt, ist meist entweder durch den vorwaltenden Gehalt an Olivin oder durch den an Pyroxenen charakterisirt. Diese von Feldspath im allgemeinsten Sinne überhaupt freien Gesteine zeichnen sich, sofern sie nicht chemische Aequivalente von Feldspathgesteinen sind (Magmabasalt, Augitit), durch das totale Zurücktreten oder die Abwesenheit von Alkalien, auch durch einen sehr geringen Thonerdegehalt aus.

Bei der Benennung eines Gesteins auf Grund seines Mineralgehalts sind immer die grossen charakteristischen Züge der Ablagerung nicht aus dem Auge zu verlieren. Wenn auch mitunter in den Graniten die Plagioklasmenge sehr gross wird, so braucht man doch noch nicht aufzuhören, solche Vorkommnisse zu den Graniten zu rechnen, sofern sich noch Kalifeldspath in regelmässiger Vertheilung und nicht gerade auf den Rang eines accessorischen Gemengtheils heruntersinkend in dem Gestein zeigt. Denn der Granit ist, wie auch der Syenit und der Trachyt eigentlich überhaupt kein blosses Kalifeldspathgestein, sondern ein Plagioklas-Kalifeldspathgestein. Die echten typischen Plagioklasgesteine andererseits führen in der Regel gar keinen oder nur äusserst spärlichen Kalifeldspath, und es ist immer noch ein deutlich hervortretender Unterschied zwischen einem accessorischen Orthoklas führenden Diorit und einem plagioklasreichen orthoklasarmen Syenit. — Wenn in einer grossen Ablagerung von Feldspathbasalt auch stellenweise, während sonst Structur und chemische Zusammensetzung sich gleich bleiben, der Olivin ganz verschwindet, so sind solche integrirende Gesteinspar-

tieen deshalb noch nicht als Augitandesit zu bezeichnen. — Andererseits werden auch quarzfreie Gesteine zu den quarzhaltigen gezogen, sofern sie den von den letzteren aufgewiesenen hohen Kieselsäuregehalt ebenfalls besitzen. In ähnlicher Weise ist für die Gläser, in denen manchmal nur gewisse von den Mineralien, welche bei normaler krystalliner Festwerdung entstanden sein würden, vorhanden sind, die chemische Zusammensetzung und die locale Zugehörigkeit ausschlaggebend für die Zugesellung zu den einzelnen Gesteinsgruppen.

Was die Structurverhältnisse anbelangt, so kann es sich bei der hier in Betracht kommenden allgemeinen Auseinanderhaltung für die verschiedenen Mineralcombinationen nur um die Gegensätze zwischen den gleichmässigkörnigen, nicht-porphyrischen Gesteinen einerseits, und den porphyrischen (denen sich die stark halbglasigen und glasigen anreihen) andererseits handeln. Damit stimmt die ganze bestehende Nomenclatur überein. Dass dabei, wie in jeder derartigen Gruppirung gewisse kleine Ausnahmen und Inconsequenzen hervortreten, kann nicht umgangen werden; so ist z. B. ein Theil der Basaltgesteine nicht porphyrisch, sondern körnig struirt.

Im Hinblick auf das S. 816 und an anderen Orten Ausgeführte hat den körnig struirten Gesteinen nur das Praedicat »vorwiegend« plutonisch zuerkannt werden können; u. a. ist es namentlich der Diabas, welcher trotz seiner körnigen Structur in so vielen Vorkommnissen kein plutonisches, sondern ein effusives Gestein ist.

Ordnet man die Gesteine in erster Linie nach mineralogischer Zusammensetzung und Structur, so begibt man sich der Möglichkeit, sie gleichzeitig auch direct nach der chemischen Zusammensetzung zu gruppiren, da chemische Reihung und mineralogische Anordnung sich nicht genau decken. Nur die normalen Varietäten der Gesteine, diejenigen mit dem mehr oder weniger typischen Quantitätsverhältniss der Gemengtheile zeigen eine Annäherung an eine durchschnittliche chemische Zusammensetzung. Erhöbe man, was übrigens niemals geschehen ist, die chemische Zusammensetzung auf Kosten der mineralogischen zu dem in erster Linie geltenden Classificationsprincip, so würde eine völlige Auseinanderlösung geologisch und mineralogisch eng verwandter Dinge nothwendig sein und überhaupt der bisherige Gesteinsbegriff und Namen ganz verlassen werden müssen. Es mag als unnatürlich empfunden werden, dass ein Gestein vom Hochfeld mit 48,90 %, eines vom Tonale mit 66,91 % und eines aus dem Vildarthal mit 70,87 % Kieselsäure alle drei Quarzdiorit heissen. Doch ist dies nur ein ganz vereinzeltes extremes Beispiel, welches sich unter den übrigen Gesteinen in diesem Maasse kaum wiederholt.

Die Tabelle fängt links mit den kieselsäurereichsten, an Ca und Mg ärmsten Gesteinen an. Im Grossen und Ganzen (aber auch nur so zu verstehen) tritt in ihr von links nach rechts eine wachsende Basicität hervor, zugleich eine Erhöhung des specifischen Gewichts, eine Zunahme der dunklen Farbe in Folge einer relativ sich vermehrenden Betheiligung eisenhaltiger Mineralien; ausserdem stellt sich in dieser Richtung, wenigstens im Bereich der Feldspathgesteine, eine allmähliche Abnahme der Alkalien und ein successives Wachsen des Mg- und Fe-Gehaltes

ein. — Innerhalb der verticalen Colonnen der Tabelle bleibt sich die chemische Zusammensetzung natürlich recht ähnlich.

Was nun die Frage anbetrifft, in wie weit dem geologischen Alter eine classificatorische Bedeutung zugestanden werden soll, so ist zunächst zu betonen, dass nach allgemeiner Übereinstimmung für die gleichmässig-körnigen, nicht-porphyrischen Gesteine, wie Granit, Syenit, Gabbro, dieses Moment keine Rolle spielt und eigentlich auch nie gespielt hat, wenngleich man stets auch hier von der Wichtigkeit desselben für die geologische Charakteristik überzeugt war. Man hat eben immer ein so struirtes Gemenge, z. B. aus Feldspath, Quarz und Glimmer, Granit genannt, ohne Rücksicht auf das Alter und ohne darnach verschiedene Bezeichnungen einzuführen. Schien es auch anfangs, dass die Granite sich allesammt durch hohes Alter auszeichneten, galt es selbst, namentlich im Anschluss an L. von Buch, früher als feststehende Thatsache, dass die voll- und gleichmässig krystallinischen Gesteine überhaupt ausschliesslich den sehr alten Formationen angehören, so wuchsen im Lauf der Zeit Vertreter hinzu, die sich jünger als Trias, Lias oder Kreide erwiesen; und wenn es dann weiterhin den Anschein hatte, dass alle Granite wenigstens vortertiären Alters seien, so würde jetzt Niemand Anstand nehmen, von tertiärem Granit zu reden. Die Structur als solche hängt oben keineswegs von dem Alter ab. — Ein Vorschlag von Rosenbusch, den so struirten Massengesteinen, wenn sie tertiäres Alter besitzen, einen besonderen Namen beizulegen, z. B. die Gabbros von Ligurien um ihres eocänen Alters willen »körnigen Diallag-Andesit« zu heissen, hat keinen Anklang gefunden und wurde von ihm selbst wieder fallen gelassen.

Anders verhält es sich bei den porphyrisch struirten Gesteinen, welche zum grössten Theil Ergüsse darstellen. Auf diesem Gebiet ist es ein alter Gebrauch, zu unterscheiden zwischen den vortertiären Effusivgesteinen einerseits und den erst während der Tertiärformation an die Oberfläche gedrungenen und sich bis in die Gegenwart fortsetzenden andererseits, so dass für jede Mineralcombination hier im Allgemeinen zwei Namen bestehen, der eine für das ältere palaeovulkanische Gestein (wenn es bekannt ist), der andere für das entsprechende jüngere neovulkanische Gestein, für den Vorläufer und den Nachfolger. Die Namen Quarzporphyr und Rhyolith, Porphyrit und Andesit, Melaphyr und Basalt sind auf diesen Altersgegensatz zugeschnitten, und enthalten denselben implicite in sich, als einen Theil ihrer Definition. Dass man gerade dazu kam, den Anfang der Tertiärformation als eine Scheidegrenze anzunehmen, von welcher aus rückwärts sowie vorwärts eine abweichende Nomenclatur sich einstellt, hatte den Grund, dass in der That die alsdann älteren Vorkommnisse eines Gesteins einen unter einander übereinstimmenden Habitus des Aussehens besitzen, welcher von demjenigen der dann jüngeren etwas abweicht; ausserdem hatte die geognostische Beobachtung in Deutschland gelehrt, dass während der Trias-, Jura- und Kreideperiode die gleichzeitige Eruptionsthätigkeit sozusagen überhaupt ins Stocken gerathen war, und sich dann erst während der Tertiärformation, und zwar nun mit besonderer Energie wieder

geltend machte, eine Erscheinung, welche übrigens auch auf sehr viele andere Gebicte passt, wenn man hier die Scheidegrenze etwas zurückschiebt, und statt des Anfangs der Tertiärformation das Ende der Kreideformation setzt. Da sich in den Formationen vor dem Jura eine ähnliche Ruheperiode nicht nachweisen lässt, so ist eine weitere Auseinanderhaltung der vortertiären Effusivgesteine in der Gruppirung nicht angebracht.

Gegen die Beibehaltung dieses altgeübten Verfahrens sind nun schon früher vereinzelte Stimmen laut geworden und neuerdings manche Angriffe erfolgt, weniger in Deutschland und in Frankreich (wo man Michel Lévy folgend, auch noch immer zwischen Roches porphyriques antétertiaires und Roches trachytoïdes tertiaires et posttertiaires unterscheidet) oder in Nordamerika, sondern insbesondere von Seiten englischer Petrographen; sie verlangen, dass die Verschiedenheit der Bezeichnung falle und pflegen dann den Namen des jüngeren Gesteins mit auf das entsprechende ältere auszudehnen; so nennen sie den praetertiären Quarzporphyr ebenfalls noch Rhyolith, den praetertiären Hornblendeporphyrit auch Hornblendeandesit, den praetertiären Melaphyr Basalt u. s. w.

Der Grund für diese Reformbestrebungen liegt in der Erkenntniss der allerdings ganz richtigen Thatsache, dass, um bei dem Beispiel von Quarzporphyr und Rhyolith zu bleiben, der petrographische Hauptunterschied zwischen beiden darin besteht, dass in dem ersteren eben wegen seines höheren geologischen Alters sich ein viel grösseres Maass von Umwandlungsprocessen geltend gemacht hat, als in dem letzteren jüngeren. Würde man unter Berücksichtigung dieser Umwandlungsvorgänge die anfängliche Beschaffenheit des Quarzporphyrs reconstruiren, so erhielte man das Bild eines Rhyoliths. Somit sei es vorwiegend nur der petrographische Erhaltungszustand — ein angeblich unwesentliches und belangloses Moment —, welches den deshalb unberechtigten Doppelnamen bedinge. Ganz identisch würde freilich jenes Bild insofern nicht ausfallen, als die Quarze der Rhyolithe neben vielen glasigen sozusagen gar keine flüssigen Einschlüsse führen, während diejenigen der Quarzporphyre oft nicht arm sind an Flüssigkeitseinschlüssen, welche man schwerlich mit zu den Producten einer langandauernden Umwandlung zählen kann.

In dem vorliegenden Buche ist an der Sonderung in praetertiäre und tertiäre sowie posttertiäre porphyrische Effusivgesteine festgehalten worden, gegen welche man auch in Deutschland bis jetzt niemals praktisch vorgegangen ist. Diese Anlehnung an das Hergebrachte erfolgt nicht aus einseitig conservativen Tendenzen, sondern beruht auf folgenden Erwägungen, bei welchen wieder an das concrete Beispiel (carbonischer) Quarzporphyr — (tertiärer) Rhyolith angeknüpft sei.

Wenngleich der Prototyp der als Quarzporphyre bezeichneten Vorkommnisse einstmals mit dem Rhyolith zur Hauptsache übereinstimmte, so besteht der Unterschied nicht nur nicht allein in dem verschiedenen Erhaltungszustand, dessen Gegensatz vollständig anzuerkennen ist, sondern in weit höherem Maasse in dem geologischen Alter, von welchem eben der jetzige abweichende Habitus

blos die Folge ist. Auch jetzt schon sieht man im Quarzporphyr und Rhyolith nicht eigentlich mehr »wesentlich« verschiedene, sondern blos durch das Alter und seine Consequenzen verschiedene Dinge. Sofern nun auf diesem Gebiet eine Trennung nach dem Alter gemacht werden kann, scheint es auch nützlich, sich ihrer zu bedienen, zumal da die bisherigen Namen, denen der Begriff des Alters anhaftet, ohne Schwierigkeit entgegenkommen. An und für sich würde ja nichts entgegenstehen, statt Quarzporphyr zu sagen palaeovulkanischer Rhyolith, oder statt Rhyolith tertiärer Quarzporphyr, doch wäre damit, sofern man sich über die Bedeutung aller dieser Benennungen klar ist, offenbar nicht viel gewonnen, nur eine grössere Weitschweifigkeit verknüpft. Sind diese Effusivgesteine fähig, nach dem Alter getrennt zu werden, so ist nicht einzusehen, weshalb sie nicht auch darnach getrennt und benannt werden sollten. Dass bei den körnigen plutonischen Gesteinen das entsprechende Verfahren nicht Gebrauch, weil eben viel minder angezeigt ist, kann nicht begründen, es auf diesem Gebiet zu unterlassen. Nochmals möge betont worden, dass es eine Täuschung ist, zu glauben, in den Doppelnamen käme blos der abweichende Erhaltungszustand zum Ausdruck: ein das Miocän durchbrechender Basalt ist, wenn er auch abweichend von den anderen noch so vielen Umwandlungsvorgängen unterworfen war, deshalb in Deutschland niemals Melaphyr genannt worden, ebensowenig wie man hier die ausnahmsweise bisweilen so ausserordentlich frisch gebliebenen carbonischen Diabase Englands jemals als Dolerit aufgeführt hat.

Wenn man einwendet, dass sich an einem Handstück von unbekannter Herkunft das Alter nicht bestimmen lasse, so muss zuerst erwidert werden, dass es doch in den meisten Fällen möglich ist, den Erhaltungszustand und somit indirect das Maass das Alters festzustellen. Namentlich aber muss man mit Roth hervorheben, dass die Petrographie ein Zweig der Geologie und nicht der Mineralogie ist und dass ihre Aufgaben weder in der Bestimmung von Handstücken unbekannter Herkunft liegen, noch durch solche gelöst werden können. Das Handstück des Effusivgesteins ist nicht nur ein Aggregat dieser und jener Mineralien, versehen mit dieser oder jener Structur und chemischer Zusammensetzung, sondern auch zugleich ein Stück Erdrinde, welches an dem Platz, dem es entnommen wurde, eine bestimmte geologische Rolle gespielt hat; ist letztere unbekannt, oder nicht durch jene Kennzeichen von selbst verbürgt, so fehlt eben der endgültigen Diagnose ein ganz wesentliches Moment.

Gerade je mehr zugegeben wird, dass die älteren Effusivgesteine im Gegensatz zu den jüngeren viele umbildenden Processe an sich erfahren haben, desto mehr sollte diese Thatsache der Trennung das Wort reden. Hat man die Wahl zwischen zwei bestehenden Bezeichnungen, von denen die eine im ganz verallgemeinerten Sinne gelten soll (z. B. Rhyolithe in der Bedeutung: Quarzporphyr und Rhyolith), die andere auf Grund des Sprachgebrauchs auch noch zum Glück das geologische Alter und den Erhaltungszustand speciell zum Ausdruck bringt (z. B. Quarzporphyr praetertiär, Rhyolith tertiär), so wäre es paradox, sich des ersteren weniger significanten Modus bedienen zu wollen.

Bei den Mineralien fallen diese höheren Gesichtspunkte in solchem Sinne weg: für die Bestimmung eines Minerals, welche allemal auch im Handstück vorgenommen werden kann, ist seine geologische Ursprungsstätte zunächst gleichgültig. Das Gestein und insbesondere das Eruptivgestein ist aber eben ein Ding höherer Ordnung, nicht nur eine Summe von so bestimmbaren Mineralien, sondern ausgestattet zugleich mit geologischen Qualitäten der Lagerung und des Alters, zu deren Feststellung das Handstück nicht auszureichen braucht. Sofern man diese weiteren, feineren und mehr wissenschaftlichen Gesichtspunkte bei den Effusivgesteinen nicht nur zur Geltung bringen kann, sondern es hier sogar zum Ausdruck der Gegensätze althergebrachte Namen gibt, würde es ein Herabsteigen auf einen niedrigeren Standpunkt bezeichnen, wenn man sich ihrer entledigen wollte.

Die vorstehenden Bemerkungen werden dadurch nicht beeinträchtigt oder abgeschwächt, dass insbesondere für gangartige Vorkommnisse, welche in alten Sedimentformationen aufsetzen, oder für Ergüsse, welche solche überlagern, hin und wieder einmal das palaeovulkanische oder neovulkanische Alter nicht genau nachzuweisen ist. Die sonst mögliche und als zweckmässig erkannte Sonderung um solcher Einzelfälle willen überhaupt aufzugeben, wäre unklug.

Wenn englische Geologen in ihrer Nomenclatur einen Unterschied zwischen palaeovulkanischen und neovulkanischen Eruptivgesteinen nicht anerkennen, also von carbonischem Basalt, von silurischem Rhyolith reden, so bekannte sich Lossen zu dem anderen Extrem der noch weiteren Zerlegung: Diese Ergussgesteine, welche durch versteinerungsführende Tuffe mit ganz bestimmten Sedimentformationen verknüpft sind, seine Rhyotaxite, ordnet er in (mindestens) drei zeitlich verschiedene Eruptionsreihen, indem die neovulkanische Reihe, die Trachyt-Basaltreihe, zwar bestehen bleibt, aber die praetertiären, von ihm als plutonische bezeichneten Effusivgesteine noch weiter zertheilt werden in eine Palaeo-Porphyr (P.-Keratophyr)-Diabas-Reihe (palaeoplutonisch) und eine Meso-Porphyr-Melaphyr-Reihe (mesoplutonisch). Dabei ist zu beachten, dass hier der Begriff des Wortes »Meso« in mesoplutonisch sich nicht mit demjenigen in mesozoisch deckt: während die mesozoischen Sedimentformationen bekanntlich erst mit der Trias beginnen, fangen die mesoplutonischen Reihen schon mit dem oberen Carbon an; ein »Diabas«, der mit dem productiven Carbon, dem Rothliegenden oder einer jüngeren Sedimentformation gleichalterig wäre, war also für Lossen »unannehmbar«.

Nur der Curiosität halber sei hier noch eines ebenso wunderlichen als vereinfachenden Vorschlags von Ébray gedacht (Bull. soc. géol. (3) III. 1875. S. 291): ausgehend davon, dass die Eruptivgesteine so vielfache gegenseitige Übergänge in Zusammensetzung und Structur aufweisen, hält er es für unangemessen, überhaupt auf die mineralogische Beschaffenheit Gewicht zu legen; »dans l'intérêt de la science je propose, dès aujourd'hui de désigner par les termes de carbophyre, anthraphyre, kohlephyre, triaphyre, juraphyre etc., les roches éruptives qui ont traversé les terrains carbonifère, anthracifère, houiller, triasique, jurassique etc.«

Auf gewissen Gebieten hat man neuerdings — glücklicherweise nur ganz vereinzelt — angefangen, das Wesen eines Eruptivgesteins, unter gänzlicher Ausseracbtlassung seiner mineralischen Zusammensetzung, in der Mikrostructur sehen zu wollen. So wurden z. B. (N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 76) die nicht porphyrischen Plagioklas-Augitgesteine des Monzoni nicht in der üblichen Weise Diabase, sondern Augitdiorite genannt, weil sie, obgleich ausgebildete Augitkrystalle in einem körnig-leistenförmigen Feldspathaggregat zeigend, »nicht die bezeichnende Diabasstructur, sondern dioritisches Gefüge« besitzen (womit der Autor sich auch noch in einen offenbaren Widerspruch mit seinem eigenen, in derselben Abhandlung hervorgehobenen richtigen Princip setzt, »auf die mineralogische Zusammensetzung als Function der chemischen naturgemäss das Hauptgewicht zu legen, und erst in zweiter Linie die Structur zu berücksichtigen«). Gegen eine solche neue Bestrebung muss mit Bestimmtheit Einspruch erhoben und betont werden, dass mit dem Begriff Diabas oder Diorit bis jetzt niemals der Begriff einer speciellen Mikrostructur verknüpft worden ist, auch insofern gar nicht füglich verknüpft werden kann, als die Mikrostructur selbst durch eine und dieselbe Ablagerung manchmal erheblich wechselt. Im besten Falle könnte hier von einer Majoritäts-Structur die Rede sein. Es ist völlige Willkür, zu sagen, dass Diabas und Diorit je durch eine besondere Specialstructur charakterisirt sein sollen, und dass eine nicht-porphyrische Combination von Plagioklas und Augit, wenn sie nicht die dann dem Diabas, sondern die dem Diorit zugeschriebene besitzt, nun als Diorit zu gelten habe. Würde auch auf anderen Gebieten, z. B. bei den Gliedern der grossen Basaltfamilie, ungerechtfertigter Weise in einer besonderen Structurart das für die Gesteinsbezeichnung ausschliesslich Maassgebende erblickt, und demgemäss eine Unterbringung aller sich nicht fügender, sonst aber mineralogisch übereinstimmender Vorkommnisse in andere Gruppen vorgenommen, so würde eine ganz überflüssige und unabsehbare Verwirrung ihre Einkehr halten.

Bei der im zweiten Bande folgenden speciellen Beschreibung der massigen Erstarrungsgesteine werden hauptsächlich besprochen: Begriff des Namens und geschichtliche Entwickelung desselben, Mineralbestand, makroskopische und mikroskopische Structur, etwa vorhandene Differenzirungen, Schlierenbildungen und endogene Contacterscheinungen; ferner chemische Zusammensetzung und Zersetzungsvorgänge; Übergänge und geologischer Verband mit anderen Gesteinen; Lagerungsverhältnisse und Alter, Absonderung; Übersicht der Vorkommnisse; endlich etwaige Contactwirkungen auf das Nebengestein, sowie charakteristische Veränderungen durch den Gebirgsdruck.

Zusätze und Berichtigungen.

Zu S. 1. L. Bombicci, Corso di Litologia. Bologna 1885. — Ende 1892 ist von »Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien« die dritte Auflage erschienen (auch zu S. 193).

Zu S. 27. Eine Steinschneide-Maschine mit elektrischem Accumulator-Betrieb wird durch G. H. Williams in Baltimore beschrieben (John Hopkins' University circulars XII. Nr. 103; Febr. 1893).

Zu S. 37. Vgl. noch A. C. Lane, On the recognition of the angles of crystals in thin sections, Bull. geol. soc. of Amer. II. 1891. 365; Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 68.

Zu S. 40 ff. Möglicherweise eignet sich auch das petrographische Material dazu, im parallelen und convergenten pol. Licht nach der Methode von C. Klein untersucht zu werden, welche darin besteht, dass man den ganzen Krystall oder das Bruchstück in der zu untersuchenden Stellung mit Canadabalsam auf einem Objectträger fixirt, ihn mit einem Stückchen Glasrohr umgibt und dasselbe mit einem Medium von möglichst gleicher Brechbarkeit füllt. Dadurch wird eine obere und untere ebene Begrenzungsfläche parallel dem Objectträger gewonnen, die Totalreflexion im Inneren des Krystalls beseitigt und die Herstellung planparalleler Platten erspart. Fuess construirte dazu einen einfachen Drehungsapparat (Sitzgsber. Berl. Akad. 17. März 1890 und 30. April 1891; N. Jahrb. f. Min. 1891. I. 70).

Zu S. 48, Z. 3 v. o. ist der Titanit aus den Beispielen für optisch negative Krystalle zu entfernen und unter die optisch positiven zu versetzen.

Zu S. 71. Über eine sehr einfache Vorrichtung am Mikroskop zur raschen Umwandlung paralleler Lichtstrahlen in convergente s. Laspeyres, Z. f. Kryst. XXI. 1893. 256.

Zu S. 92. J. Romberg wendet sich gegen die von Rosenbusch herrührende Auffassung der pleochroitischen Höfe um Zirkonkryställchen als organisches Pigment und hält es für wahrscheinlich, in ihnen »ein Verwitterungsproduct des Zirkons, resp. eine chemische Verbindung desselben« zu erblicken. Die Erscheinung, dass um ganz winzige gerundete Zirkonpartikelchen sehr grosse Höfe liegen, auch letztere ohne Zirkon vorkommen, »würde die natürliche Entwickelung dieses Processes darstellen«. Wo Biotit und Cordierit aneinandergrenzten, hatte ein Zirkon in dem ersteren Mineral einen schwarzen Halbkreis, in dem letzteren einen ergänzenden gelben Halbkreis als Hof erzeugt (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 354).

Zu S. 102. Als insbesondere empfehlenswerthes schweres Medium für Mineraltrennungen proponirte Retgers das geschmolzene Doppelsalz des Thalliumsilbernitrats $TlAgN_2O_6$, welches schon bei 75° auf dem Wasserbad eine farblose und dabei wie Wasser dünnflüssige Schmelze vom spec. Gew. ca. 5 gibt, in welcher die Mineralkörner so leicht und rasch sinken und steigen, dass sie bald durch eine klare Schicht der flüssigen Schmelze getrennt werden. Während des Schmelzens ist eine Zersetzung nicht zu befürchten. Da das geschmolzene wasserfreie Salz und die heiss

concentrirte wässerige Lösung desselben sich ohne Trübung mischen, so kann der Schmelze durch Zusatz von sehr wenigen Tropfen Wasser ein geringeres spec. Gew. gegeben werden. Die getrennten Körner müssen natürlich sorgfältig und wiederholt mit destillirtem Wasser ausgekocht werden (N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 90).

Zu S. 259. Bodländer schliesst (N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 15) aus einer Revision von Melilith-Analysen und von ihm neu veranstalteten mit Reserve, dass die optisch negativen Melilithe Metasilicate der Formel $\overset{II}{R}SiO_3$ seien, die mit dem Aluminat $\overset{II}{R}(\overset{VI}{R_2})O_4$ gemischt seien, während die positiven jenes Silicat mit isomorpher Zumischung des Aluminats $\overset{II}{R_3}(\overset{VI}{R_2})O_6$ darstellten. Zugleich wendet er sich gegen die Auffassung von J. H. L. Vogt, dass der Melilith eine isomorphe Mischung von Gehlenit- und Åkermanit-Substanz sei.

Zu S. 281. Über die Ätzfiguren mit Flusssäure in der Prismenzone von Pyroxen-Varietäten s. Greim, N. Jahrb. f. Min. 1890. II. 252 und Wülfing, Beitr. z. Kenntn. d. Pyroxenfamilie, Heidelberg 1891. 6.

Zu S. 309. Retgers beobachtete in glaukophanreichen Schiefern des südl. Borneo, dass Individuen oft zu einer Hälfte aus blauem Glaukophan, zur anderen, mit allmählichen Übergängen, aus dunkelgrünem Smaragdit bestehen, worin nicht eine Umwandlung, sondern eine isomorphe Vertretung erblickt wird (N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 39).

Zu S. 311. An grönländischem Arfvedsonit mit 14° Auslöschungsschiefe auf $\infty P\infty\{010\}$ fand Rosenbusch, dass die der Verticalaxe c zunächst liegende Elasticitätsaxe nicht $\mathfrak{c}$ sondern $\mathfrak{a}$ ist (Mikr. Phys. Mineral. 1892. 565); bei dem Barkevikit ist die mit der Verticalaxe 14° bildende Elasticitätsaxe die stumpfe Bisectrix $\mathfrak{c}$ (ebendas. 561).

Zu S. 313. Einen ähnlichen secundären blauen Amphibol, wie den von Cross beschriebenen fand Lane als pinselähnlichen Ansatz auf primärer Hornblende in Syeniten des Oberen Sees; Neigung von $\mathfrak{a}:c$ klein, auch Pleochroismus des Riebeckits (Amer. journ. sc. Bd. 42. 1891. 508).

Zu S. 330 und 337. Nach Rosenbusch (Mikr. Phys. Mineralien 1892. 585) gehört zum Anomit der S. 330 genannte, von Osann untersuchte Glimmer aus dem Verit des Cabo de Gata. — Anomit führt, wie der Melilithbasalt von Alnö, so auch der von Ste. Anne de Bellevue bei Montreal, Canada (Frank D. Adams, Amer. journ. sc. XLIII. 1892. 269).

Zu S. 335. In einem Granit von Minas San Augustin (Argentinien) sind Sillimanitnadeln dem Biotit derartig eingelagert, »dass es den Anschein gewinnt, als ob der letztere in ein Haufwerk dieser Nadeln verwandelt (‚davon aufgezehrt') worden wäre« (J. Romberg, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 325. 340).

Zu S. 357. In einem Melilithbasalt aus Canada beobachtete Frank D. Adams eine Umwandlung des Olivins in eisenhaltigen Magnesit (Breunerit) neben oder wahrscheinlich vor einer solchen in Serpentin (Amer. journ. sc. XLIII. 1892. 269).

Zu S. 401. An Rutilkrystallen von Magnet Cove wurde von M. Bauer erkannt, dass zwar die Zwillingsebene (wie bei den gewöhnlichen knieförmigen Zwillingen) $P\infty\{101\}$ ist, aber die Individuen mit einer auf dieser Zwillingsebene senkrechten Fläche verwachsen sind. Die so entstehenden Zwillinge haben eine herzähnliche Gestalt, welche mit derjenigen der nach $3P\infty\{301\}$ gebildeten so grosse Ähnlichkeit aufweist, dass es bei mikroskopischen Vorkommnissen schwer sein wird, beide auseinanderzuhalten (N. Jahrb. f. Min. 1891. I. 228).

Zu S. 407. Wülfing erhielt am Brookit von Tremadoc $\alpha = 2,5832$, $\beta = 2,5856$, $\gamma = 2,7414$ für Na-Licht; mittlerer Brechungsquotient daher $= 2,6367$ und $\gamma - \alpha$ zwar 0,1582, auch $\gamma - \beta$ hoch, aber $\beta - \alpha$ nur 0,0024. Täfelchen, welche auf $\infty \bar{P} \infty$ hori-

zontal liegen, zeigen somit nur schwache, alle Schnitte senkrecht zu $\infty\bar{P}\infty$ sehr starke Doppelbrechung.

Zu S. 436. Nach den Analysen von W. Luzi (Berg- und hüttenm. Zeitung LII. 1893. 11) besteht das Sauer'sche Graphitoid, auf aschenfreie Substanz berechnet, aus 98,82—99,02 % Kohlenstoff, 0,30—0,54 % Wasserstoff und etwas Sauerstoff, während es von Stickstoff frei ist. Auf ganz übereinstimmende Resultate führt auch nach ihm eine neue richtige Berechnung der von Sauer veranstalteten Analyse. Luzi schlägt vor, alle ihrem Kohlenstoffgehalt nach zwischen Anthracit und Graphit resp. Graphitit stehenden, noch H und O (oder N) enthaltenden Substanzen als Graphitoid zu bezeichnen, wozu dann auch v. Inostranzeff's Schungit gehören würde.

Zu S. 443. Sehr grosse und schöne Leucite mit den optischen Eigenschaften des Minerals und mehrere Millimeter grossen Flächen stellte Duboin dar durch Zusatz von Kieselsäure oder Kieselfluorkalium zu einem geschmolzenen Gemenge von Fluorkalium und Fluoraluminium; ebenso wenn zu geschmolzenem saurem Fluorkalium Thonerde, und bis zur völligen Lösung derselben, Kieselsäure in kleinen Mengen zugesetzt wird (Comptes rendus, CXIV. 1892. 1361).

Zu S. 449. Die von G. Rose durch Schmelzen von Titansäure in der Phosphorsalz-Löthrohrperle erhaltenen und für Anatas angesprochenen Kryställchen sind zufolge Wunder Rhomboëder (91° 44′) und nach der Formel $TiNa_2[PO_4]_2$ zusammengesetzt; nach L. Ouvrard Rhomboëder von der Formel $4TiO_2.Na_2O.3P_2O_5$; Knop hielt sie für rhombisch und nach der Formel $3TiO_2.P_2O_5$ zusammengesetzt; R. Brauns glaubte vorübergehend in ihnen würfelähnliche Rhomboëder vermuthlich von Ti_2O_3 sehen zu sollen (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 238 und 1893. I. 89).

Zu S. 449. v. Chrustschoff stellte zuerst Kryställchen von Zirkon (theils von pyramidalem theils von langprismatischem Typus) auf nassem Wege dar, indem gelatinöse Kieselsäure und gelatinöses Zirkoniumhydroxyd in einem geeigneten Apparat bis zur Rothgluth desselben während einiger Stunden erhitzt wurden, ohne dass Wasser entweichen konnte (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 232).

Zu S. 450. Nach P. Hautefeuille und A. Perry löst sich Thonerde in geschmolzenem Nephelin und krystallisirt als lamellare Korund-Individuen heraus; grössere Krystalle bilden sich aus dem Schmelzfluss eines Gemisches von Thonerde, Schwefelnatrium und Nephelin, oder von Beauxit, Kaolin und Schwefelnatrium (Bull. soc. fr. min. XIII. 1890. 147).

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.







